This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

UC-NRLF
B 3 816 653

621370

Dr. phil. Carl Renz

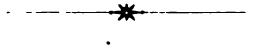
LIBRARY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA
DAVIS

Dr. phil. Carl Renz

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.



60. Band.

1908.

(Mit neunzehn Tafeln.)

Berlin 1908.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

SW. Kochstraße 68.

LIBRARY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA
DAVIS

Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin N.

Inhalt.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* Briefliche Mitteilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

Seite

AHLBURG, JOH.: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. (Mit 10 Textfiguren.) *P.* *300*

ANDRÉE, K.: Bemerkungen über den Rogenstein des Buntsandsteins und über Oolithe. *B.* *162*

BÄRTLING, R.: Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. *P.* *36*

—: Ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippemulde des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens. *B.* *188*

BERG, G.: Neue Mitteilung über ein steinzeitliches Kulturrelikt unter dem orientalischen Ackergerät. *P.* *18*

BERGT, W.: Neue Vorkommnisse von Pyroxengranulit und über dessen allgemeine Verbreitung. *P.* *231*

—: Pyroxengranulit im Plansker Gebirge in Südböhmen. (Hierzu 1 Texttafel.) *B.* *347*

BODE, A.: Das Nebengestein der St. Andreasberger Silbererzgänge und dessen Beziehungen zur Erzführung. *P.* *133*

BOETTGER, O.: Liste der Mollusken aus einem Sande im Barranco von Tegina auf Tenerife (Canaren). *B.* *246*

BROILI, F.: Ein montiertes Skelett von *Labidosaurus hamatus* COPE, einem Cotylosaurier aus dem Perm von Texas. (Hierzu Taf. III.) *A.* 63

—: Über die rhachitomen Wirbel der Stegocephalen. (Hierzu 1 Texttafel u. 1 Textfigur.) *B.* *235*

BUXTORF, A.: Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen. (Hierzu Taf. XII u. XIII und 1 Textfigur.) *A.* 163

CORNU: Die petrographisch-geologischen Verhältnisse der Far-Oer. (Titel.) *P.* *231*

DATHE: Die paläozoischen Vulkanschlote bei Landeshut in Schlesien. (Titel.) *P.* *234*

—: Kugelporphyre südöstlich von Waldenburg in Schlesien. *P.* *155*

ERDMANNSDÖRFFER: Die Geologie von Pantelleria. (Titel.) *P.* . *53*

—: Quarzkrystalle mit Fossilresten aus dem westfälischen Massenkalk. (Mit 1 Texttafel.) *P.* *32*

—: Über andalusitführende Porphyroide und Granite vom Ostrand des Brockenmassivs. *P.* *285*

Seite

FINCKH, L.: Über den am 6. und 7. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall. *B.* 62
—: Tiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura. *P.* 76
FLEISCHER, A.: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. (Mit 2 Textfiguren.) *B.* . . 254
FRAAS, E.: Funde von Dinosauriern in Deutsch-Ostafrika. *P.* . . 172
FRENTZEL, ALEXANDER: Essexit im Bayerischen Wald. *B.* . . 240
FRICKE, K.: Die Förderung des geologischen Unterrichts an den höheren Lehranstalten. *P.* 212
FRÖBE, CURT: Zur Kenntnis syenitischer Gesteinsgänge des sächsischen Erzgebirges. *A.* 273
GAGEL, CURT: Bemerkung zu dem Vortrage über das Grundgebirge von La Palma. *B.* 89
—: Das Grundgebirge von La Palma. (Mit 2 Texttafeln und 1 Textfigur.) *P.* 25
—: Die Trias von Lüneburg. *P.* 317
GOTHAN: Einige von Dr. LOTZ in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer. (Mit 1 Textfigur.) *P.* 22
—: Über die Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreide und die fossilen Pflanzenreste. (Titel.) *P.* 167
HENNIG, E.: Ein neuer Fundort von *Paludina diluviana*. (Mit 1 Texttafel.) *B.* 342
HERMANN, PAUL: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika. *P.* 259
HERMANN, R.: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Ein neuer Beitrag zur Kenntnis ihres Verlaufes und ihres Alters. (Hierzu Taf. I u. II und 2 Textfiguren.) *A.* . . . 1
HIBSCH, J. E.: Über den Aufbau des Böhmischen Mittelgebirges. *P.* 195
v. HUENE, F.: Zur Beurteilung der Sauropoden. *B.* 294
JAEKEL: Über das Steilufer der Rügener Kreide. *P.* 229
JENTZSCH, A.: Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze. *B.* 120
KAISER, E.: Die Serra de Monchique im südlichen Portugal und die Bildung von Lakkolithen. (Titel.) *P.* 195
KALKOWSKY, ERNST: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. (Hierzu Taf. IV—XI und 8 Textfiguren.) *A.* 68
—: Begrüßungsworte. *P.* 191
KOEHNE, W.: Bemerkung zu dem Aufsatze von Herrn RUDOLF HERMANN in Berlin über „die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura". *B.* 19
KOERT: *Pecten Vasseli* FUCHS bei Tanga in Deutschostafrika und das Alter der dortigen „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen". *P.* 326
KRUSCH, P.: Über einen neuen Kernbohrapparat für sonst nicht kernfähiges Gebirge. (Mit 1 Textfigur.) *B.* 250
KUNTZ, J.: Die Herkunft des Goldes in den Konglomeraten des Witwatersrandes. *P.* 172
MICHAEL, R.: Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Carbon-Schichten im südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. *P.* 2
—: Das tiefste Bohrloch der Welt bei Czuchow (Oberschlesien). *P.* 285
—: Über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen in Österreichisch-Schlesien. *P.* 286

Seite

Mordziol, C.: Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. (Mit 1 Textfigur.) *P.* 270
—: Unsere Kenntnis der pliocänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz. *B.* . 337
Naumann, Ernst: Fossilfunde im Mittleren Muschelkalk bei Großheringen. *P.* 71
Pabst, W.: Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands". *A.* 325
Penecke, K. A.: *Verbeekiella*, nom. nov. (Synonymische Bemerkung.) *B.* 187
Petraschek: Über den Untergrund der Kreide in Böhmen. (Titel.) *P.* 231
Philippi, E.: Über Oolithe und Riffkalke. *B.* 292
—: Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. (Mit 1 Textfigur.) *A.* . . . 346
Pjetursson, Helgi: Über marines Interglazial in Südwest-Island. (Titel.) *P.* 93
Potonié: Über das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. *P.* 135
—: Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen. *P.* 136
Range, P.: Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. *B.* . . 64
Renz, Carl: Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. (Hierzu 1 Texttafel.) *B.* 124
Renz, C., u. F. Frech: Der Nachweis der Trias im Parnaßgebiet. (Hierzu 2 Texttafeln.) *B.* 329
Schlagintweit, O.: Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. (Hierzu Taf. XIV und 19 Textfiguren.) *A.* 198
Schmidt, C., A. Buxtorf und H. Preiswerk: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. August 1907. Mit Beiträgen von H. Philipp, A. Gutzwiller, G. Niethammer und E. Hugi. (Mit 2 Textfiguren.) *A.* 126
Schmidt, Martin: Über Beziehungen zwischen Leithorizonten des Wellengebirges in Mittel- und Südwestdeutschland. *B.* . . 60
Schultze, Max: Über ein Sediment auf Tenerife (Canaren). *B.* 243
Siegert: Über den geologischen Aufbau des Untergrundes der Stadt Halle a. S. (Mit 1 Textfigur.) *P.* 136
Solger, F.: Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus dem mittleren Norddeutschland. (Mit 6 Textfiguren.) *P.* 215
—: Parabeldünen. (Mit 2 Texttafeln.) *P.* 54
—: Zur Frage der subglazialen Erosion. (Eine Erwiderung an Herrn Wahnschaffe.) *B.* 48
Tornquist, A.: Die Diadematoiden des württembergischen Lias. (Hierzu Tafel XV bis XIX und 10 Textfiguren.) *A.* 378
Verloop, J. H.: Profil der Lunzer Schichten in der Umgebung von Lunz. (Mit 2 Textfiguren.) *B.* 81
Voit, F. W.: Der Widerspruch zwischen Infiltrationstheorie und Tatsachen in den goldhaltigen Schichten des Witwatersrandsystems. *B.* 181
—: Über die Südafrikanischen Diamantenlagerstätten. (Mit 4 Textfiguren.) *P.* 94

Seite

Voit, F. W.: Ursprung des Goldes in den Randkonglomeraten. (Mit 1 Texttafel und 1 Textfigur.) *P.* *107*
Wilckens, O.: Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge). *B.* *354*
v. Wolff, F.: Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. *A.* **481**
Zimmermann, E.: Das Palaeozoicum bei Görlitz und die Auffindung devonischer Trilobiten daselbst. *P.* *168*
—: Steinsalz mit Wellenfurchen und isolierte Krystalle jener anhydritischen Pseudomorphose aus dem Pegmatitanhydrit. *P.* *70*

Druckfehlerberichtigungen VII
Geschäftliche Mitteilungen des Vorstandes *45*
Internationaler Geologenkongreß *208*
Mitgliederverzeichnis **487**
Mitgliederzahl *203*, *204*
Ortsregister *360*
Protokoll der Sitzung am 8. Januar *1*
- - - - 5. Februar *21*
- - - - 4. März *53*
- - - - 1. April *69*
- - - - 6. Mai *93*
- - - - 3. Juni *133*
- - - - 1. Juli *167*
- - Hauptversammlung:
Sitzung am 6. August *191*
- - 7. - *203*
- - 8. - *229*
- - Sitzung am 4. November *259*
- - - - 2. Dezember *299*
- - Vorstands- und Beiratssitzung am 5. August . . . *201*
- - Vorstands- und Beiratswahl für 1909 . . . . . *324*
Rechnungsabschluß **466**
Sachregister *379*
Statistische Mitteilungen des Vorsitzenden *203*
Voranschlag für das Jahr 1909 . . . . . **476**
Zugänge für die Bibliothek 1908 **477**, *20*, *50*, *66*, *90*, *130*, *165*, *198*, *357*

Druckfehlerberichtigungen.

Seite 98 Zeile 13 von unten lies „gleichkörnigen“ statt „gleichkörnigen“.

- 44 Zeile 1 von oben lies „östlichen“ statt „westlichen“.
- 51 Zeile 16 von oben lies „Bern 1900“ statt „Bern 1907“.
- 81 sind am Schluß des Protokolls noch die Unterschriften „RAUFF“ und „EBERDT“ hinzuzufügen.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura.

Ein neuer Beitrag zur Kenntnis ihres Verlaufes und ihres Alters.

Von Herrn Rudolf Hermann in Berlin.

Hierzu Tafel I und II und 2 Textfiguren.

Vorwort.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Privatdozent Dr. von Knebel, der auf Grund seiner Beobachtungen zuerst darauf aufmerksam machte, daß einige Abweichungen von dem bisher angenommenen Verlaufe der Randverwerfung wahrscheinlich seien. Ich möchte ihm für seine liebenswürdige Einführung in das Arbeitsgebiet meinen herzlichen Dank aussprechen. Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Prof. Dr. Branca, bin ich zu großem Danke verpflichtet, da er mir nicht nur Instrumente und Karten des geologisch-paläontologischen Instituts in Berlin für meine Untersuchungen überließ, sondern auch bei der Ausarbeitung meiner Ergebnisse mir mit seinem sachkundigen Rate zur Seite stand. Nicht minderen Dank schulde ich für die liebenswürdige Unterstützung, die ich in Franken bei Behörden und Privaten, namentlich in Pegnitz, fand. Herr Regierungsrat Hennch in Nürnberg gestattete mir in entgegenkommendster Weise die Einsichtnahme der Bahnprofile, die er bei dem Bau der Eisenbahnstrecke Nürnberg — Schnabelwaid persönlich aufgenommen hatte. Die Herren Ingenieur Aigner und Bauführer Weiss vermittelten mir nicht nur die Überlassung der bei dem Bau der neuen Nürnberger Wasserleitung in Ranna gewonnenen Bohrproben und Pläne durch den Magistrat von

Nürnberg, sondern unterstützten mich auch mit stets gleicher Bereitwilligkeit durch mündliche und schriftliche Auskunft.

Bei dem Bau der Pegnitzer Wasserleitung im Jahre 1906 wurden meine Untersuchungen von den Herren Bauführern ENGELHARD und HOLZHEIT aus München in dankenswerter Weise gefördert. Herrn Privatdozenten Dr. STILLE verdanke ich einige mir sehr wertvolle Literaturangaben über präcenomane und posthume Verwerfungen. Noch kurz vor Abschluß der Arbeit hat Herr Magistratsrat REICHEL aus Pegnitz, der mir von Anfang an auf das liebenswürdigste entgegenkam, für mich eine Reihe mir wichtiger Wassergeschwindigkeitsmessungen ausgeführt.

Allen freundlichen Helfern sage ich herzlichen Dank.

Einleitung.

Im vierten Abschnitt von VON GÜMBELS „Frankenjura“[1]) berichtet VON AMMON über eine Verwerfung „Hollfeld-Waischenfeld-Pegnitz-Auerbach-Vilseck“ am Ostrande des Gebirges, die sógenannte östliche Randverwerfung (S. 625—632). Indem er uns mit den wichtigsten Aufschlüssen, die eine Verwerfung erkennen lassen, bekannt macht, versucht er den Zusammenhang der einzelnen Teile festzustellen. Auf der geognostischen Karte VON GÜMBELS[2]) ist die Verwerfungslinie eingetragen, um mit dem Rande der Karte abzubrechen. In dem östlich angrenzenden Blatte (Nr VIII. Erbendorf) ist auf eine Eintragung verzichtet, in dem nördlich angrenzenden (Nr XII. Kronach) ist die Fortsetzung über Krögelstein und Arnstein mit dem Verlauf der Verwerfung bei Hollfeld nicht in Übereinstimmung gebracht worden.

Die Verbindung der einzelnen Verwerfungsstrecken stößt auf große Schwierigkeiten, da teils die Gleichartigkeit des Gesteins, teils der häufige Wechsel der Facies die Untersuchung erschweren.

Sehr hinderlich hat sich auch das Fehlen einer Höhenschichtenkarte in geeigneter Größe erwiesen.[3]) Ich habe ver-

[1]) v. GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. Herausgeg. a. B. d. Kgl. bayer. Staatsmin. d. Inn. Ausgearb. u. mit Beiträgen von Dr. v. AMMON u. Dr. THÜRACH von v. GÜMBEL. Cassel 1891.

[2]) v. GÜMBEL, C. W.: Geognostische Karte des Königreichs Bayern. Nr XIII. Blatt Bamberg. Dazu: Kurze Erläuterungen. Cassel 1887.

[3]) Die einzige Höhenschichtenkarte, die bisher existiert, enthält bei einem Maßstab von 1 : 250 000 Isohypsen von 50 zu 50 Meter.

sucht, mit Hilfe eines Aneroidbarometers wenigstens einige der wichtigsten Punkte festzulegen. Jedoch sind bei den geringen in Betracht kommenden Höhenunterschieden, die sich oft nur auf wenige Meter beziffern, die gewonnenen Zahlen selbstverständlich nur relativ, nicht absolut zuverlässig.

Wenn ich es trotzdem im folgenden wage, eine von der Rekonstruktion v. AMMONS[1]) etwas abweichende Darstellung zu geben, so beruht dies teils auf Aufschlüssen, die, seit jener Zeit neu entstanden, v. AMMON noch nicht bekannt sein konnten, und auf sehr sorgsamem Absuchen der die Äcker reich bedeckenden Gesteinsbruchstücke, die in vielen Fällen einen sicheren Schluß auf das darunter anstehende Gestein zulassen, teils auf besonderer Berücksichtigung der orographischen Beschaffenheit unseres Gebietes.

Zurzeit erstrecken sich meine Untersuchungen erst auf das Gebiet zwischen Waischenfeld und Pegnitz. Pegnitz bot den natürlichen Ausgangspunkt durch seine günstige Lage. In seiner nächsten Nähe befinden sich gute Aufschlüsse, die für die Kenntnis der an der Verwerfung beteiligten Schichten von großem Werte sind. Für die Bezeichnung der Malmschichten habe ich die in v. GÜMBELs „Frankenjura" gebräuchliche, von Herrn v. AMMON[2]) verfaßte Einteilung angewendet. Da jedoch die stratigraphischen Eigentümlichkeiten des oberen Malm in Franken der praktischen Durchführung einer theoretisch wohl begründeten Einteilung große Schwierigkeiten entgegenstellen, sei es mir gestattet, diese als wichtige Grundlagen für das Verständnis der tektonischen Verhältnisse kurz zu besprechen.

Beiträge zur Stratigraphie des oberen Jura.

1. Die Abgrenzung der Pseudomutabilis-Stufe.

Während die übrigen Stufen des Malm nach einiger Übung verhältnismäßig leicht zu erkennen sind, ist das bei den Schichten mit *Reineckia pseudomutabilis* D'ORB. und *R. eudoxus* D'ORB. als Leitfossilien entschieden nicht der Fall. Diese Stufe zeigt meist eine derartige Armut an Ver-

[1]) v. AMMON: Bericht über Verwerfungen. (In v. GÜMBELs „Frankenjura" 1891, S. 622—640).

[2]) v. AMMON: Gliederung der Malm- oder Juraschichten in Franken und Schwaben. (In v. GÜMBELs „Frankenjura" 1891, S. 101—117.)
v. AMMON: Kleiner geologischer Führer. München 1899. S. 54—86.

steinerungen, daß eine direkte Erkennung außerordentlich schwer ist. Die leitenden Fossilien habe ich an keinem der besuchten Fundorte auffinden können. Jedoch ist eine indirekte Bestimmung meist dadurch ermöglicht, daß die obere Grenze der im Liegenden dieser Stufe auftretenden Tenuilobatenkalke bei normaler Ausbildung durch die leicht aufzufindende *Avicula similis* GOLDF. gut charakterisiert ist. In einzelnen Fällen konnte, trotzdem der Tenuilobatenkalk im Liegenden nicht aufgeschlossen war, eine Bestimmung der Pseudomutabilisstufe erfolgen durch die in engeren Grenzen unverkennbare petrographische Ähnlichkeit mit Kalken, die sicher jener Stufe angehören.

Bei Ausbildung des Malm in der Schwammfacies sind die Pseudomutabilisschichten anscheinend häufig dolomitisch entwickelt. Allerdings halte ich diese Frage für noch nicht abgeschlossen. Ich habe nämlich wiederholt in den das Liegende des Dolomites bildenden Kalken mit verkieselten Versteinerungen, wie sie v. GÜMBEL[1]) in seinem Streitberger Profil beschreibt, *Rhynchonella astieriana* D'ORB. aufgefunden. v. GÜMBEL rechnet diese Kalke zur oberen Stufe der Tenuilobatenschichten. *Rh. astieriana* D'ORB. ist aber bisher aus den Tenuilobatenkalken Frankens noch nicht bekannt geworden. Nach v. AMMON findet sie sich erst in den Pseudomutabilisschichten vor.

2. Der Dolomit in seiner stratigraphischen Bedeutung mit Berücksichtigung seiner Entstehung.

Da die Verwerfung auf großen Strecken nur daran erkennbar ist, daß ältere Glieder des Malm neben Dolomit gelagert sind, so war es eine notwendige Vorbedingung, der Frage nach der Verbreituug des Dolomites und nach seiner Stellung in den Ablagerungen des Malm besondere Aufmerksamkeit zu widmen.

v. GÜMBEL[2]) gebraucht für die Hauptmasse des Dolomites die Bezeichnung „Frankendolomit" und gibt ihm „eine mittlere Stellung zwischen der Stufe des *A. tenuilobatus* OPP. und jener des *Harpagodes* (*Pteroceras*) *oceani*, BRONGN.".

---

[1]) Frankenjura. 1891, S. 446, Stufe 4 u. 5.

[2]) v. GÜMBEL: Die geognostischen Verhältnisse des Ulmer Zementmergels, seine Beziehungen zu dem lithographischen Schiefer und seine Foraminiferenfauna. Sitz.-Ber. d. math.-phys. Klasse d. k. b. Ak. d. Wiss. zu München I. München 1871. S. 55.

Er sieht ihn für ein „ursprüngliches Sediment“ an und begründet seine Ansicht auf die „über ganze Gegenden konstante haarscharfe Scheidung zwischen auflagerndem Dolomit und unten liegendem Kalkfels“, auf die „linsenförmigen Einschlüsse von Dolomit mitten im Kalke“ und „den öfter sich wiederholenden Wechsel von Dolomit und Kalk in dünnen Lagen.[1])

v. AMMON schließt sich der GÜMBELschen Auffassung des Frankendolomites nur mit Vorbehalt an. Er behält ihn zwar in seiner „Gliederung der Weißjuraschichten in Franken“[2]) als Stufe des oberen Malm bei, wenn auch abweichend von v. GÜMBEL als Stufe des *Pteroceras oceani*, betont jedoch die Auffassung von FR. PFAFF, der „die Ungleichheit des Hinabreichens des Dolomits in die Tiefe des Kalksteins“ und die Abnahme des Bittererdegehalts von oben nach unten behauptet[3]) und das Nebeneinandervorkommen von Kalk und Dolomit als „wohl schwer mit der Annahme einer ursprünglichen Bildung“ vereinbar ansieht[4]).

Bei meinen Untersuchungen, die sich hauptsächlich auf die Verhältnisse einige Kilometer landeinwärts der Randverwerfung beschränkten, machte ich folgende Beobachtungen. Der Dolomit zeigt in seiner vertikalen Verbreitung nach unten zwei örtlich verschiedene, aber immer deutlich erkennbare Grenzen, die sich horizontal weit verfolgen lassen. Einmal beginnt der Dolomit über Kalken der Pseudomutabilisstufe, ein andermal bereits über der oberen Abteilung der Tenuilobatenstufe. Als Beispiel für diese beiden unteren Grenzen seien die Profile vom Lochberg und vom Ostabhang des kleinen Kulm bei Pegnitz erwähnt. Am Lochberg bildet das Liegende der Kalk der oberen Tenuilobatenschichten mit *Avicula similis* GOLDF. bis etwa 5 m über dem Boden, dann folgen versteinerungsarme, etwas dunklere Kalke der Pseudomutabilisstufe, die hier etwa 15 m mächtig sind (die genaue Grenze zwischen Tenuilobaten- und Pseudomutabilisstufe ist wegen mangelnder Aufschlüsse nicht festzustellen); im Hangenden erhebt sich der von mehreren kleinen Höhlen durchzogene Dolomit.

Östlich vom kleinen Kulm steigen wir aus dem Eisensandstein der *Murchisonae*-Stufe über die durch eine kleine

---

[1]) Ebenda S. 45 u. f.

[2]) v. AMMON, L.: Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der fränkischen Alb. München 1899. S. 54—86.

[3]) v. AMMON, Kleiner Führer 1899, S. 20. Anm.

[4]) PFAFF, FR.: Allgemeine Geologie als exakte Wissenschaft. Leipzig 1873.

Terrainschwelle gekennzeichneten Ornaten- und Biarmatenschichten den Teufelsgraben aufwärts zu über 25 m mächtigen, teilweise gut aufgeschlossenen, überwiegend mergeligen Schichten, die nacheinander der *Transversarius*-, *Bimammatus*- und *Tenuilobatus*-Stufe angehören. Auf der Höhe folgen bis an den Fuß des kleinen Kulm, sehr sanft ansteigend, Kalke mit verkieselten Versteinerungen von *Rhynchonella lacunosa* var. *sparsicosta* QUENST., *Rh. astieriana* D'ORB., *Terebratula bisuffarcinata* QUENST., *Megerlea loricata* SCHLOTH. u. a., die mit den, wie schon oben erwähnt, von v. GÜMBEL als obere Tenuilobatenkalke beschriebenen identisch sind. Darüber erhebt sich der Dolomit. Überhaupt entspricht unser Profil, soweit es aufgeschlossen ist, vollständig dem oben erwähnten Profil des Schauer(loch)grabens bei Streitberg[1]).

Trotzdem kann ich auf Grund meiner Untersuchungen die GÜMBELsche Voraussetzung einer konstanten, scharfen Scheidung zwischen Dolomit und Kalk für mein Gebiet nur bedingt aufrecht erhalten. Ich benutzte bei meinen Untersuchungen im Felde verdünnte Salzsäure. Natürlich erbringt eine so primitive Untersuchungsmethode keinen Beweis für oder gegen das Vorhandensein von dolomitischem oder magnesiareichem Kalkstein. Ich muß für diese Frage auf die Untersuchungen von PFAFF sen. und jun. verweisen, die eine Zunahme des Bittererdegehaltes von unten nach oben nachgewiesen haben.[2]) Nach meinen Beobachtungen ist innerhalb eines engeren Gebietes die Grenze zwischen Dolomit und Kalk eine ziemlich scharfe, durch die unvermittelte Zunahme der Schichtfugen, bzw. Mächtigkeitsabnahme der einzelnen Schichten im Kalk schon äußerlich erkennbare. Daß freilich diese Grenze in ihrer horizontalen Ausdehnung um einige Meter schwanken kann, ist unbestreitbar — ich verweise hier auf die Verhältnisse am Lochberg bei Pegnitz, wo der

---

[1]) v. GÜMBEL, Frankenjura. 1891, S. 446.

[2]) PFAFF, FRIEDRICH: Über den Dolomit des fränkischen Jura und seine Bildungsweise. POGGENDORFFs Annalen 82. (D. ganz. Folge 158.) Leipzig 1851, Nr 4, S. 465—495. (Hierzu das Kärtchen auf Taf. III.)

PFAFF, F.: Noch einige Bemerkungen über den fränkischen Juradolomit und die Umwandlung der Gesteine. POGGENDORFFs Annalen 87. (Der ganzen Folge 168.) Leipzig 1852, Nr 12, S. 600—608.

PFAFF, FR.: Allg. Geologie als exakte Wissenschaft. Leipzig 1873.

PFAFF, F.W.: Beiträge zur Erklärung über die Entstehung des Magnesits und Dolomits. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd IX. Stuttgart 1894/95, S. 485—507.

Dolomit im Norden anscheinend tiefer herabreicht als im Süden.

Eine wohl noch nicht genügend beachtete Fehlerquelle für die Feststellung der Grenze zwischen Dolomit und Kalk möchte ich an einem charakteristischen und lehrreichen Aufschluß im oberen Püttlachtal bei Pottenstein erläutern. In der Nähe der Wasserleitungsquelle zweigt sich am rechten Ufer der Püttlach ein schmaler Pfad ab, der zu einem landschaftlich reizvollen Punkt, der sogenannten Kanzel, führt. An der Kanzel, etwa 15 m über dem Tal, ist durch die Anlage des Weges geschichteter Kalk aufgeschlossen, der wegen seiner Versteinerungsarmut und in Analogie mit einem auf der von GÜMBELschen Karte eingetragenen Kalkvorkommen am gegenüberliegenden Abhang wohl als Pseudomutabiliskalk angesprochen werden darf. Mit verdünnter, kalter Salzsäure braust er lebhaft auf. In allernächster Nähe seitwärts reicht aber der Dolomit scheinbar bis ins Tal hinab. Bei genauerem Zusehen fällt uns jedoch auf, daß überall der Böschungswinkel von der gleichen Höhe ab geringer wird. Eine Begehung der Strecke bestätigte meine Vermutung, daß durch mächtige, abgestürzte Dolomitblöcke die Grenze verwischt, wenn nicht völlig verdeckt ist. Da der Abhang von Wald bedeckt ist, war eine Erkennung des wahren Zusammenhanges der Schichtenfolge ohne den Aufschluß an der Kanzel unmöglich. Ich habe noch öfter Gelegenheit gehabt, ähnliche Verhältnisse, wenn auch in kleinerem Maßstabe, zu beobachten. Nicht immer ist ein exakter Beweis dafür zu erbringen.

Die weit verbreitete Anschauung, daß der Dolomit in Franken arm an Versteinerungen sei, vermag ich nicht zu teilen. Dafür, daß der Malm in Franken überhaupt nicht sehr versteinerungsreich ist, enthält der Dolomit sogar relativ viel Versteinerungen. Es gehört allerdings einige Übung dazu, sie zu sehen, und noch mehr Übung, sie herauszupräparieren. An Orten, wo der Dolomit sandig verwittert, sind sie am sichersten in guter Erhaltung zu finden und am leichtesten zu erlangen[1]).

[1]) Nach Abschluß meiner Arbeit finde ich im N. Jahrb. Min., Beil.-Bd XXIII, 1907 die Arbeit von F. W. PFAFF in München: Über Dolomit und seine Entstehung. Leider war mir nur eine flüchtige Durchsicht möglich. Ich verweise auf die wertvolle Tabelle auf Seite 539 bis 542, in der PFAFF die Ergebnisse von über 60 Dolomitanalysen zusammenstellt. Er kommt auf Grund dieser Tabelle, die von 1%—72% $MgCO_3$ alle Übergänge zeigt mit Aus-

Für die von mir mitgebrachten — wie ich ausdrücklich hervorhebe, nur gelegentlich gesammelten — Dolomitversteinerungen verweise ich auf die umstehende Tabelle (S. 10—11). Ich habe unter den Ortsangaben: „Pegnitz, Pottenstein, Muggendorf" alle Funde auch der weiteren Umgebung jener Orte zusammengefaßt. Die Arten der Muggendorfer Gegend, die ich bisher nur im Dolomit von Engelhardtsberg gefunden habe, sind in meiner Tabelle unter dieser speziellen Fundortsbezeichnung eingetragen.

Unter den von mir gesammelten Arten weisen *Rh. astieriana* D'ORB. und *Pecten subtextorius* GOLDF. var. *Schnaitheimensis* QUENST. auf das obere Kimmeridge hin, während wieder die überaus häufige *Rh. lacunosa* QUENST. dem Dolomit eine tiefere Stellung zuschreibt. Die tiefsten Schichten, in denen nach v. GÜMBEL *Rh. astieriana* D'ORB. im fränkischen Jura gefunden wird, gehören, wie schon oben erwähnt, den Pseudomutabiliskalken, also dem weißen Jura δ, an.

Wenn wir die von anderen im Frankendolomit aufgefundenen Versteinerungen mit in den Kreis unserer Beobachtungen ziehen (vgl. die Tabelle), so erkennen wir, daß der Dolomit Oberfrankens eine ältere Fauna enthält als der Dolomit von Ingolstadt-Kehlheim und von Niederbayern (Söldenau-Ortenburg bei Passau). Letzterer gehört, wie *Oppelia steraspis* OPP., *Harpagodes oceani* BRONG. und die zahlreichen Nerineen beweisen, dem oberen Malm an.

Schon VON GÜMBEL hat dieser Ansicht Ausdruck gegeben und unterscheidet jenes Vorkommen ausdrücklich von dem „typischen Frankendolomit" [1]). In dem Dolomit bei Engelhardtsberg sind dichte Kalke eingelagert, die durch ihre eigenartige Fauna verkieselter Versteinerungen[2]) schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt haben.

---

nahme von 7%—11%-dolomitischen Kalken, die gänzlich zu fehlen scheinen, zu der Anschauung, daß alle Gesteine, die mehr als 11% $MgCO_3$ enthalten, als Dolomite zu bezeichnen sind.

Für unsere Betrachtungen wichtig ist die Seite 574 aufgestellte Behauptung, daß sich im reinen Normaldolomit bei Engelhardtsberg „Nester" mit Steinkernen von *Ter. bisuffarcinata* fänden. Zwar hat auch schon v. GÜMBEL den Muggendorfer Dolomit als besonders versteinerungsreich bezeichnet, jedoch ein nesterförmiges Vorkommen kann ich nicht anerkennen, da ich überall, im Dolomit meines Arbeitsgebietes wie auch bei Engelhardtsberg, Versteinerungen habe auffinden können. Der Versteinerungsreichtum bei Engelhardtsberg erklärt sich nach meinen Untersuchungen durch die dort häufige sandige Verwitterung des Dolomites.

[1]) Frankenjura 1891, S. 301, Z. 15 u. 16.

[2]) Frankenjura 1891, S. 457 ff.

WAAGEN[1]) hat die Engelhardtsberger Schichten in Parallele gestellt mit dem Nattheimer Korallenkalk wegen einer Anzahl beiden Ablagerungen gemeinsamer Arten. Ich habe nach Ausscheidung aller schon aus älteren Ablagerungen des Malm bekannten Versteinerungen das von ENGEL[2]) gegebene Verzeichnis mit dem VON GÜMBELschen verglichen. Es bleiben als beiden gemeinsam folgende 9 Arten übrig:

Spondylus aculeiferus, QUENST.
Terebratella Gümbeli OPP.
Cidaris Blumenbachi MÜNST., *C.* cf. *monilifera* GOLDF., *Glypticus sulcatus* GOLDF., *Hemipedina Nattheimensis* DES., *Stomechinus lineatus* QUENST.
Pentacrinus Sigmaringensis QUENST.
Ceriopora radiata GOLDF.

Da wieder der Nattheimer Korallenkalk einige (wenn auch andere) Arten mit dem Diceratenkalk gemeinsam hat, glaubt WAAGEN[1]) die Engelhardtsberger Schichten (und damit den Frankendolomit) als eine Facies der Zone des *Diceras speciosum* MÜNST. ansehen zu dürfen. Ich kann mich dieser Folgerung nicht ganz anschließen. Der Dolomit Oberfrankens weicht in seiner Fauna von dem Kehlheimer Dolomit derartig ab, daß ich nicht ohne weiteres an eine gleichzeitige Bildung denken kann. Auch lassen sich im oberen Jura Schwabens Profile nachweisen, in denen, um ENGELs Worte[2]) vom Lauchartgebiet zu gebrauchen, „Marmor und Korallenfels die Höhen einnehmen, der Lochfelsen oder das Zuckerkorn in der Mitte liegt, der Dolomit dagegen die unteren Partien bildet". Aus dieser Lagerung scheint mir zur Genüge hervorzugehen, daß der Dolomit stellenweise älter sein muß als der Korallenkalk.

Wenn wir das Verhältnis der Arten zu den Individuen berücksichtigen, so erkennen wir eine artenarme, aber (relativ) individuenreiche Fauna, der ausgesprochen korallophile Elemente nicht beigemengt sind. Ich lege auf diese Tatsache Wert, einmal, weil die Armut an Arten die Folge einer Änderung in der Zusammensetzung der Salze des damaligen

---

[1]) WAAGEN, W.: Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz, verglichen nach seinen paläontologisch bestimmbaren Horizonten. Gekr. Preisschr. d. phil. Fak. d. Ludwig-Maximilians-Univ. i. München. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg XIX. Stuttgart 1863.

[2]) ENGEL, TH.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Anleitung z. Erkennen d. Schichten u. z. Sammeln d. Petrefakten. 2. verm. und verb. Aufl. Stuttgart 1896.

Tabelle

der bis jetzt bekannten **Versteinerungen aus dem Dolomit** des fränkischen Jura und der jurassischen Ablagerungen am Südrande des ostbayerischen Urgebirges.

Art	Fundorte		
	v. GÜMBELS:	v. AMMONS:	des Verfassers
Fische:			
Mesodon gigas ROEM. sp.	—	Abbach (b. Kehlheim)	—
Gyrodus jurassicus AG.	—	Schelleneck (b. Kehlheim)	—
Cephalopoda:			
Belemnites unicanaliculatus Ziet.*)	—	Söldenau b. Ortenburg (Passau)	—
Perisphinctes sp.	—	—	Pegnitz
Perisphinctes sp.	—	—	Pottenstein
Oppelia cf. *steraspis* OPPEL	—	Söldenau b. Passau	—
Gasteropoda:			
Harpagodes oceani BRONG. sp.	—	Ingolstadt	—
Nerinea Goldfussiana D'ORB.	—	Ingolstadt	—
N. Danubiensis ZITTEL	—	Ingolstadt	—
N. Desvoidyi D'ORB.	—	Ingolstadt	—
N.(Cryptoplocus)subpyramidalis MÜNSTER	—	Ingolstadt	—
Purpuroidea gigas ETALL. sp.	—	Ingolstadt	—
Tylostoma subponderosum SCHSS.	—	Ingolstadt	—
Lamellibranchiata:			
Cardium sp.	—	—	Pottenstein, Engelhardtsberg
Diceras speciosum MÜNSTER	Solenhofen (*Diceras sp.*)	Ingolstadt	—
Arca texata MÜNSTER	—	Abbach (b. Kehlheim)	—
Isoarca explicata BOEHM.	—	Ingolstadt	—
I. cordiformis (GÜMBEL.)	Ingolstadt	—	—
Ostrea hastellata SCHLOTH. (*gregaria* MÜNST.)	Muggendorf, Wonsees (bei Hollfeld), Kübelstein, Schedderndorf(b.Bamberg)	—	Pegnitz, Pottenstein
O. rastellaris MÜNST.	—	Ingolstadt	—
O. subserrata MÜNST.	—	Söldenau (b. Passau)	—
Pecten aequatus QUENST.	—	Abbach (b. Kehlheim)	—
P. cf. *cornutus* QUENST.	—	Söldenau (b. Passau)	Pottenstein
P. subarmatus MÜNST.		Söldenau	

heimensis QUENST.	—	-	Pottenstein
Brachiopoda:			
Terebratula bisuffarcinata SCHÜBL. sp.*)	—	wird ohne Fundortsangabe angeführt	Pegnitz, Pottenstein, Muggendorf
T. immanis ZEUSCHN.	—	Kehlheimer Gegend	—
T. insignis SCHÜBL.*)	Muggendorf, Wonsees, Kübelstein, Schedderndorf, Eichstätt	Ingolstadt, Schelleneck (b. Kehlheim)	Pottenstein, Engelhardtsberg
Terebratula n. sp.	—	—	Pegnitz
Waldheimia sp.*)	—	Söldenau (b. Passau)	—
Terebratulina substriata SCHLOTH.*)	—	wird ohne Fundortsangabe angeführt	—
Terebratella pectunculoides SCHLOTH.*)	Muggendorf, Wonsees, Kübelstein, Schedderndorf, Eichstätt	-	Pegnitz
Rhynchonella astieriana D'ORB.*)	Mugg., Wons., Kübelst., Schedd., Solenhofen	Ingolstadt, Abbach (bei Kehlheim); var. *speciosa* MÜNST.: Schelleneck	Pegnitz, Pottenstein, Engelhardtsberg
R. lacunosa QUENST. sp., var.*)	—	—	Pegnitz, Pottenstein, Muggendorf
R. trilobata ZIET. sp.	Eichstätt	Schelleneck (b. Kehlheim)	—
Echinodermata:			
Cidaris coronata GOLDF.*)	—	—	Pegnitz, Pottenstein
Rhabdocidaris nobilis MÜNST. sp.*)	—	Söldenau (b. Passau)	—
Apiocrinus sp.*)	—	—	Pottenstein
Korallen:			
Convexastraea sexradiata GOLDF. sp.	—	Abbach (b. Kehlheim)	—
Thecosmilia trichotoma GOLDF. sp.	—	Abbach	—
Latimaeandra Soemmeringi GOLDF. sp.	—	Abbach	—
Sternkorallen (ohne Angabe von Arten)	Muggendorf, Wonsees, Kübelstein, Schedderndorf	—	—
Schwämme:			
Stellispongia glomerata QUENST. sp.	—	Abbach (b. Kehlheim)	—
Corynella Quenstedti ZITT.	—	Abbach	—
Crispispongia pezizoides ZITT.	—	Abbach	—
Zwei nicht mehr bestimmbare Arten	—	—	Pegnitz, Engelhardtsberg

*) Auch aus den dem Dolomit linsenförmig eingelagerten Engelhardtsberger Kieselkalken bekannt.

Meeres sein kann; man erinnere sich an die Ausführungen VON GÜMBELs in seinen „Geologischen Folgerungen“[1]), in denen er dem Gedanken Ausdruck verleiht, daß durch „eine Zunahme der Bittererdesalze . . . . . die frühere Tierwelt aus dem Gewässer verscheucht wurde“. Auf der anderen Seite wäre die Feststellung einer korallophilen Fauna eine wertvolle Bestätigung für die Annahme der Entstehung des Dolomites aus Korallenriffen gewesen. Die Angabe VON GÜMBELs[2]) über das Auftreten von Sternkorallen im Muggendorfer Dolomit ist zwar zu wichtig, um übersehen zu werden. Jedoch werden wir für eine Artbestimmung neuere Funde abwarten müssen, da die VON GÜMBELschen Funde nach einer mündlichen Mitteilung W. KOEHNEs nicht aufbewahrt worden sein sollen.

Da die Frage nach der Entstehung des Frankendolomites nicht unwesentlich ist für das Verständnis seiner stratigraphischen Stellung, so sei es gestattet, die wichtigsten Erklärungsversuche seiner Entstehung und ihre Vereinbarkeit mit den in Franken herrschenden Verhältnissen kritisch zu beleuchten.

Um eine Grundlage für den Vergleich der verschiedenen Anschauungen zu schaffen, muß ich eine kurze theoretische Erörterung vorausschicken.

Da die Begriffe „primär“ und „sekundär“ von den verschiedenen Autoren verschieden und willkürlich angewendet werden, so möchte ich WALTHERs[3]) Definitionen dieser Begriffe zugrunde legen, also unter primären Eigenschaften diejenigen verstehen, „welche das Gestein besaß, als es noch unter den Bildungsbedingungen seines Faciesbezirkes bestand,“ unter sekundären „diejenigen, welche durch Diagenese oder Metamorphose erworben wurden“.

Jedoch kann ich mich nicht völlig der WALTHERschen Definition des Unterschiedes von Diagenese und Metamorphose anschließen. Wenn WALTHER[4]) sagt: „Unter Diagenese verstehen wir alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen, welche ein Gestein nach seiner Ablagerung, ohne das Hinzutreten von Gebirgsdruck und Vulkanwärme, erleidet,“ dagegen die Wirkung von Gebirgsdruck und Vulkanwärme als Metamorphose bezeichnet, so wird bei dieser Trennung der Umwandlungsvorgänge ein natürlicher Grenzpunkt übersehen, der aus theoretischen und praktischen Gründen festgehalten

[1]) Frankenjura 1891, S. 598 u. 599.
[2]) Frankenjura 1891, S. 122.
[3]) WALTHER, J.: Lithogenesis der Gegenwart. Einleitg. i. d. Geologie als historische Wissenschaft. III. Teil. Jena 1894. S. 976.
[4]) a. a. O. S. 693.

werden muß, der Abschluß der zur Verfestigung der Sedimente führenden Vorgänge. Man muß bei der Gesteinsbildung der Regel nach drei zeitlich aufeinander folgende Abschnitte unterscheiden, wobei es allerdings denkbar ist, daß Verfestigung und Metamorphose auch einmal gleichzeitig einsetzen können:

1. Die (primäre) Ablagerung oder Sedimentation.
2. Die Verfestigung oder Diagenesis im engeren Sinne.
3. Die Umwandlung oder Metamorphose.

Darnach wären als metamorph alle Umwandlungsvorgänge zu bezeichnen, die nach der Verfestigung in dem Gestein vor sich gehen. Wenn wir in ROTHS „Allgemeiner Geologie“[1]) den historischen Überblick über die Entwicklung des Begriffes „Metamorphismus“ durchlesen, so ersehen wir eine Erweiterung des ursprünglich von LYELL auf die Entstehung der kristallinischen Schiefer angewendeten Begriffes bis zu der umfassenden Definition A. DE LAPPARENTS, „der die Summe der chemischen Veränderungen, welche die Sedimente nach ihrem Absatz erfahren haben, als metamorphisch bezeichnet“[2]). ROTH selbst scheidet „die durch Verwitterung und Zersetzung bedingten Veränderungen der Gesteine“ von den metamorphischen aus und nennt außerdem nur das Gestein metamorph, „welches als ein Fertiges, also nach seiner Festwerdung von der Umwandlung betroffen wurde“.

Auf eine Erörterung über die Zweckmäßigkeit der Ausschließung von Verwitterung und Zersetzung möchte ich hier verzichten, da diese Frage für meine Untersuchungen nicht in Betracht kommt. Dagegen möchte ich mich an J. ROTH anschließen, indem ich in den Begriff „Metamorphose“ **alle Umwandlungsvorgänge nach der Verfestigung des Gesteins** aufnehme.

Daß der Begriff „Verfestigung“ cum grano salis zu gebrauchen ist, möchte ich, um gewisse Einwände abzuschneiden, ausdrücklich hervorheben. Daß manche Sande, Krümelkalke und ähnliche Bildungen überhaupt nicht verfestigt wurden, darf uns meines Erachtens nicht abhalten, eine derartige Grenze zu ziehen.

Wenn wir unter diesen Voraussetzungen VON GÜMBELS Anschauung von der stratigraphischen Stellung des fränkischen Dolomites untersuchen, so lesen wir in „Ulmer Zementmergel“ 1871, S. 45: „Diese Bildung — nämlich der Frankendolomit — ist für ein ursprüngliches Sediment anzusehen, nicht mehr

[1]) ROTH, Allgemeine und chemische Geologie III. Berlin 1890. S. 17—22.

[2]) a. a. O. S. 21.

und nicht weniger metamorphosiert als alle die Kalkmassen, die in ihrer Nachbarschaft darüber oder darunter vorkommen."

Das ein Dolomit primär entstehen kann, dafür gibt uns HÖGBOM in seiner Arbeit „über Dolomitbildung und dolomitische Kalkorganismen"[1]) im Anschluß an seine in Schweden vorgenommenen Untersuchungen ein anschauliches Bild. Es beruht dieser Vorgang auf der „Auslaugung von magnesiaarmen Kalkorganismen während ihrer Suspension im Meereswasser". Das Kalziumkarbonat vorzugsweise wurde herausgelaugt und deshalb das schwerer lösliche Magnesium- (oder richtiger Magnesium-Kalzium-) Karbonat mit abnehmendem Kalkgehalte angereichert" (S. 274 u. 267). In einem Falle, der den Ausgang der Untersuchungen bildet, stammt das Magnesium aus einem schon vorhandenen Silurkalk, der „die beiden Karbonate ungefähr im Verhältnis 100 : 1 enthält" (S. 264).

Die HÖGBOMsche Theorie wäre anwendbar auf die namentlich im jüngeren Frankendolomit beobachtete Wechsellagerung von Kalk und Dolomit „in dünnen Lagen" (VON GÜMBELS Ulm. Zementmergel 1871, S. 45 unten), die die Annahme einer Riffbildung wohl völlig ausschließt.

Eine andere Erklärung, die von F. W. PFAFF[2]) auf experimenteller Grundlage aufgestellt wird, nimmt eine sekundäre Entstehung durch diagenetische (s. str.) Vorgänge an. Wenn auch PFAFF von „sofort als Sediment abgelagerten Dolomiten" (S. 505/06) spricht, so ist doch aus der Beschreibung dieses Vorganges ersichtlich, daß erst durch ein Eintrocknen des Meeres, d. h. durch Konzentrierung seines Kochsalzgehaltes, aus einem Schwefelwasserstoffkalziumsalz und einem Schwefelwasserstoff-Kohlensäure-Magnesiumsalz, also sekundär, Dolomit entsteht. In ähnlicher Weise versucht PFAFF auch die Dolomitisierung der Korallenriffe zu erklären. Mir will scheinen, daß die dadurch bedingte Änderung des osmotischen Druckes jedesmal ein Aussterben fast sämtlicher Meeresbewohner herbeiführen müßte.

Sehr wichtig dürften die Untersuchungen WALTHERS über die Entstehung von Dolomit aus Korallenriffen unter Mitwirkung von Mikroorganismen sein, die, wie WALTHER[3]) selbst

[1]) HÖGBOM, A. G.: Über Dolomitbildung und dolomitische Kalkorganismen. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1894, I, S. 262—274.

[2]) PFAFF, F. W.: Beiträge zur Erkl. ü. d. Entstehung d. Magnesits und Dolomits. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd IX, Stuttgart 1894/95, S. 485—507.

[3]) WALTHER, JOH.: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke bionomisch betrachtet. Jenaische Denkschr. XI, 1904. Festschr. ERNST HAECKEL, S. 133—214.

berichtet „durch die experimentellen Arbeiten von NADSON[1]) eine überraschende Bestätigung erfahren haben“ (a. a. O. S. 154).

Die schon von PFAFF d. Ä., v. GÜMBEL u. a. beschriebenen Unregelmäßigkeiten im Streichen und Fallen der Schichten und Bänke des Dolomites erinnern in der Tat an die vielfach beschriebene, den Korallenriffen eigentümliche Übergußschichtung, auch ist der Wechsel von massigen und geschichteten Partien einer solchen Annahme der Entstehung durchaus günstig. Andererseits ist es doch auffällig, daß bis jetzt außer dem oben erwähnten vereinzelten VON GÜMBELschen Fund noch keine weiteren Korallen unter den teilweise recht gut erhaltenen[2]) Dolomitfossilien sich finden ließen.

Die dritte Möglichkeit der Entstehung des Dolomites, durch Metamorphose, hat durch die Untersuchungen von E. PHILIPPI[3]) eine wertvolle Stütze erfahren. In dem von ihm untersuchten Falle handelt es sich speziell um eine Entstehung von Dolomit durch Auslaugung des Kalkes aus einem dolomitischen Kalkstein.

Daß auf diese Weise auch in Franken ein Teil des Dolomites entstanden sein kann, dürfte unbestreitbar sein. So möchte ich die Entstehung des in Oberfranken häufig in kleinen Schürfen gegrabenen Dolomitsandes auf Auslaugung des kalkigen Bindemittels zurückführen. Wenn dieser Anschauung entgegengehalten wird, daß Wasser den Dolomit ebenso leicht und in denselben Mengen auflöse als den Kalk, so lassen sich dagegen doch einige vielleicht nicht unwesentliche Einwendungen erheben. Aus allen Versuchen ergibt sich, daß der Dolomit in verdünnten Säuren schwerer löslich ist als der Kalk. Das Niederschlagswasser aber wirkt durch seinen bekanntlich aus der Luft entnommenen Gehalt an Kohlensäure chemisch wie eine verdünnte Säure. Nach den von v. GORUP-BESANEZ[4]) ausgeführten Analysen dolomitischer Quellen des Frankenjura lassen sich pro Liter Wasser 0,2682 g gelösten Gesteinsmaterials berechnen. Dieses bestand zum größten Teil aus Kalzium- und Magnesiumkarbonat annähernd in den Mengen-

---

[1]) Die Arbeit von NADSON konnte ich mir leider nicht beschaffen.

[2]) Ist doch an vier aus dem Dolomit bei Pottenstein stammenden Steinkernen von *Rhynchonella lacunosa* QUENST. meiner Sammlung der Abdruck der Blutgefäße erhalten.

[3]) PHILIPPI, E.: Über einen Dolomitisierungsvorgang an südalpinem Conchodon-Dolomit. Mit Taf. I. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1899, I, Stuttgart 1899, S. 32—46.

[4]) v. GORUP-BESANEZ, E.: Über dolomitische Quellen des Frankenjura. Ann. d. Chemie und Pharmazie, VIII. Suppl.-Bd. Leipzig u. Heidelberg 1872, S. 230—242.

verhältnissen des Normaldolomites. Da an und für sich die Menge des Gelösten, wie ein Vergleich der von ROTH[1]) zusammengestellten Angaben lehrt, in verhältnismäßig großen Grenzen schwankt[2]), so ist aus den Angaben von v. GORUP-BESANEZ nur zu entnehmen, daß die gelöste Gesteinsmenge eine verhältnismäßig große ist, und daß der Dolomit als solcher gelöst wird, nicht, wie BISCHOF annahm, mehr Kalk- als Magnesiumkarbonat. Jedoch ist damit keineswegs ein Beweis gegen die Annahme erbracht, daß sich im dolomitischen Kalkstein mehr Kalk löst als Dolomit, bzw. der Kalk sich leichter und daher früher löst als der Dolomit. Vorläufig muß daher die Möglichkeit einer Entstehung von Dolomit aus dolomitischem Kalkstein unbedingt aufrecht erhalten bleiben. Man könnte das Ergebnis der v. GORUP-BESANEZschen Untersuchungen auch dahin deuten, daß im Frankenjura der Dolomitisationsprozeß im großen und ganzen schon fertig sei, so daß aus diesem Grunde die Quellen keinen nennenswerten Überschuß an Kalkkarbonat enthalten.

Daß im Frankendolomit metamorphe Prozesse vor sich gegangen sind, dafür scheint mir die eigenartige Erhaltung einiger Versteinerungen zu sprechen. Die Fossilien im Dolomit lassen drei Erhaltungszustände unterscheiden.

Am häufigsten findet man Abdrücke bzw. Steinkerne (Erhaltung 1). Seltener finden sich vollständige Versteinerungen. Unter diesen lassen sich zwei Erhaltungszustände unterscheiden. Entweder besteht das Petrefakt ganz aus Dolomit (Erhaltung 2), oder es besitzt eine stets unvollständige, außerordentlich dünne Schale aus Kieselsäure (Erhaltung 3). Die Tatsache, daß bei sehr vorsichtiger Präparation gewonnene Steinkerne sich deutlich als Ausgüsse der Innenschale erweisen, während das umgebende Gestein den Abdruck der Außenschale zeigt[3]), spricht, wie mir scheint, dafür, daß erst nach der Verfestigung des Gesteins die (aus Kalk bestehende) Schale aufgelöst und fortgeführt worden ist. Hätte die Zerstörung der Schale schon vor der Verfestigung begonnen, so hätten in der umgebenden Gesteins-

---

[1]) Allg. Geol. 1890, III, S. 439—442.

[2]) Nach den Angaben der Tabelle (a. a. O. S. 441) enthalten 10 000 Teile Wasser in maximo 4,897 Teile $CaCO_3$, 3,640 Teile $MgCO_3$, in minimo 0,0796 $CaCO_3$, 0,0556 $MgCO_3$.

[3]) Mehrere von mir gesammelte Exemplare von *Rh. lacunosa* QUENST. lassen deutlich den ursprünglich durch die Schale ausgefüllten Zwischenraum zwischen Innenkern und dem ihn umgebenden Abdruck erkennen.

masse der Abdruck der Außenschale und der Hohlraum nicht erhalten bleiben können.

Die zweite Art der Erhaltung läßt zwei Erklärungen zu. Einmal kann die Schale gleichzeitig mit der sie erfüllenden Schlammasse durch diagenetische (s. str.) Vorgänge dolomitisiert worden sein. Oder durch nachträgliche Infiltration wurde der wie bei 1 entstandene Hohlraum zwischen Abdruck und Schale mit Dolomit ausgefüllt.

Der dritte Erhaltungszustand ist etwas schwieriger zu erklären, zumal die geringe Dicke und Lückenhaftigkeit der Kieselsäureschale die Anfertigung eines Dünnschliffes für die mikroskopische Untersuchung nicht zuläßt. Ob die ursprüngliche Schale nur teilweise in Kieselsäure umgewandelt wurde, oder ob die Kieselsäure selbst z. T. wieder aufgelöst und durch Dolomit ersetzt wurde, darüber lassen sich nur Vermutungen aufstellen.

Aus der zuerst beschriebenen und häufigsten Art der Erhaltung jedoch darf, glaube ich, der oben ausgeführte Schluß gezogen werden, daß die aus anderem Material als das umgebende Gestein bestehende Schale erst nach der Verfestigung aufgelöst wurde. Da aber die Schale ursprünglich aus Kalk bestand, und die Annahme, der Kalk sei erst durch ein anderes Versteinerungsmittel ersetzt worden, eine unnötige Komplizierung bedeutet, so spräche auch hier die Wahrscheinlichkeit dafür, daß der Kalk leichter löslich ist als der Dolomit.

Jedenfalls dürften sich auch die von PFAFF sen. angeführten Schwankungen im Bittererdegehalt durch metamorphe Vorgänge am leichtesten erklären lassen.

Wenn ich meine Beobachtungen über den Dolomit zusammenfasse, so muß ich erklären, daß zwar der Dolomit stratigraphisch brauchbar ist, daß jedoch bei einer Bestimmung seiner stratigraphischen Stellung große Vorsicht geboten ist. Wenn man den Versteinerungen im Dolomit mehr Aufmerksamkeit schenkt als bisher, so halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß es mit ihrer Hilfe gelingen wird, die vorhandene Unsicherheit über die jedesmalige Unterbringung des Dolomites in der Stufenfolge des Malm zu beseitigen.

Beiträge zur Kenntnis der Albüberdeckung.

Auch zur Frage der Albüberdeckung möchte ich einige Beobachtungen mitteilen, die vielleicht für eine spätere Bearbeitung dieses Gebietes nicht ganz ohne Nutzen sind.

Durch die liebenswürdige Vermittlung von Herrn Ingenieur AIGNER aus Nürnberg, der die Arbeiten für die Wasserversorgung der Stadt Nürnberg bei Ranna leitet, wurde mir nicht nur die Besichtigung des Geländes gestattet, sondern auch die Bohrproben der 27 Bohrungen nebst übersichtlichen, von Herrn Bauführer WEISS aus Nürnberg ausgeführten Plänen und Profilen zur Bearbeitung überlassen.

Zur Erläuterung der im Berliner geologisch-paläontologischen Institut aufbewahrten Profile diene, daß unter „Eisenkies“ in Oberfranken ganz allgemein ein stark eisenhaltiger, rostbraun bis dunkelrot gefärbter Sandstein verstanden wird, der in abgerollten, bis faustgroßen, häufig flach-scheibenförmigen Stücken sich in den jüngsten sandigen und lehmigen Überdeckungsgebilden findet. Während in den Profilen der Nürnberger Wasserversorgung (Schürfgrube Nr. 2 u. Nr. 4) das „Eisenkies“ führende Sediment aus Sand besteht, zeigt ein Aufschluß an der Ziegelei in Pegnitz-Altstadt sein Vorkommen in einem etwa 5 m mächtigen, roten, sandigen Lehm. In derselben Schicht kommen auch eckige bis scharfkantige Hornsteinbruchstücke vor. Dieser Lehm läßt sich, wenn auch mit schnell abnehmender Mächtigkeit, bis zum Wasserberg verfolgen und ist auch jenseits der Pegnitz am Gunzer- und Zipserberg nachweisen. Er scheint in sandige Ablagerungen überzugehen, und häufig findet man einzelne Stücke von „Eisenkies“ in der Ackerkrume. Da diese „Eisenkies“ führenden Schichten die Verwerfung am Wasserberg diskordant überlagern (vgl. Profil auf Seite 19), so müssen sie jünger als die Verwerfung sein. Aber mehr läßt sich über ihr Alter nicht sagen.

Auch über die Herkunft des sogenannten „Eisenkieses“ ist noch nicht jeder Zweifel geschwunden. Es liegt ja nahe, ihn als Verwitterungsprodukt des Eisensandsteins des unteren braunen Jura anzusehen, der durch Verwerfungen im östlichen Teil des Frankenjura dieselbe Höhe einnimmt wie westlich der mittlere und obere Malm. Freilich müßte eine nachträgliche Zuführung von Eisen stattgefunden haben, da sich im Personatensandstein nur zwei kleine, wenige Zentimeter starke Flözchen mit einem dem „Eisenkies“ entsprechenden Eisengehalt finden.

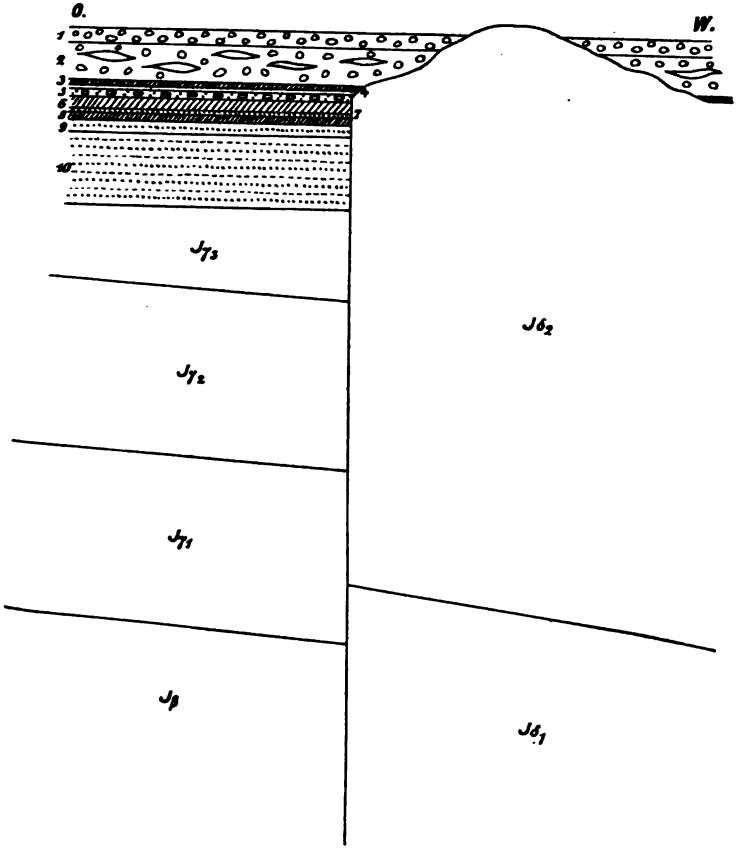


Fig. 1.

Profil am Wasserberg bei Pegnitz.

1—4. Jüngere Schichten.
5—10. Wahrscheinlich cretaceische Ablagerungen (vergl. die Erläuterung auf S. 45).
$J\beta$ Bimammatusstufe des unteren Malm.
$J\gamma_{1-3}$ Tennilobatusstufe } des mittleren Malm.
$J\delta_1$ Pseudomutobiliskalk }
$J\delta_2$ Dolomit.

Maßstab 1 : 200. ——— bezeichnet die Verwerfungslinie.

Die von RAMANN[1]) gegebene Beschreibung gewisser Ortsteinbildungen ließ die Frage entstehen, ob wir es nicht vielleicht auch hier mit solchen Bildungen zu tun hätten. Da mir kein

[1]) RAMANN, E.: Bodenkunde. 2. Aufl. Berlin 1905. S. 165—168.

Vergleichsmaterial zur Verfügung stand, legte ich einige Proben Herrn Landesgeologen Prof. Dr. JENTZSCH vor. Doch erklärte mir Herr Prof. Dr. JENTZSCH, daß es sich in unserem Falle sicher nicht um derartige Bildungen handele.

Die Herkunft der Hornsteintrümmer aus dem weißen Jura ist wohl kaum fraglich. Aber die Flächenausdehnung jener Ablagerungen ist so groß, daß ich mir ihre Entstehung aus Überflutungen nur schwer erklären kann.

Von diesen Ziegellehmen muß ich gewisse Farberdelehme trennen, in denen sich kein „Eisenkies" findet. Ein Durchstich bei Ranna, der für die Nürnberger Wasserleitung im vorigen Jahre (1906) ausgeführt wurde, zeigte die auffallende Erscheinung, daß die mehrere Meter mächtigen roten Lehme, die dabei angeschnitten wurden, mit dem unterlagernden Dolomit vollständig konkordant und parallel gelagert waren, so daß sie allen Unregelmäßigkeiten folgten. Als ich den Aufschluß besuchte, war er vollständig mit Brettern versteift, so daß Einzelheiten nicht zu erkennen waren. Leider erreichte mich durch ein Versehen die erbetene Nachricht von der Abnahme der Versteifung nicht, so daß ich das interessante Profil nicht aufnehmen konnte. Ähnliche Verhältnisse konnte ich jedoch am Arzberg bei Nemschenreuth (südlich von Pegnitz) studieren. Hier befinden sich mehrere Schächte und eine offene Grube, in denen Farberde abgebaut wird. Die technisch verwertbare Schicht hat nach Angaben des Farbgrubenbesitzers MEISTER in Pegnitz eine Mächtigkeit von 6—8 m. Im Liegenden findet sich stets Dolomit, und auch hier paßt sich der ockerige Lehm der Oberflächengestaltung des Dolomites an. Auch aus diesem Befunde ergibt sich, daß dieser Lehm ein Verwitterungsprodukt des Dolomites und mit der Terra rossa vergleichbar ist.

Auch das Vorkommen von Farberde am Schloßberg bei Pegnitz wie an vielen anderen Punkten ist fast stets an Dolomit, seltener an Kalk gebunden. VON GÜMBEL[1]) nahm an, daß die Lehmlagen auf der Hochfläche der Alb „durchwegs als Zersetzungsprodukte der im Untergrunde anstehenden Gesteine angesehen werden müssen". Sie sollen ihre Entstehung zum großen Teil den an tonigen Bestandteilen reichen „kretaceischen Schichten" (d. h. Veldensteiner Schichten) verdanken, „welche unter dem Einflusse der Atmosphärilien lehmige Massen liefern". Daß für den oben beschriebenen Ziegellehm eine solche Entstehung nicht wahrscheinlich ist, geht wohl aus dem Vorkommen von Eisensandsteingeröllen zur Genüge hervor.

[1]) Frankenjura 1891, S. 169.

Unter den sandigen Überdeckungsgebilden lassen sich hauptsächlich zwei unterscheiden: Die oben schon erwähnten Sande mit Hornsteinbruchstücken und „Eisenkies", die in lehmige Gebilde übergehen, und Sande mit Brocken festeren Sandsteins und häufig mit tonigem Bindemittel, die an der Luft erhärten, sog. mürber oder fauler Sandstein. Diese sind wohl als das Produkt beginnender Verwitterung des unterlagernden Veldensteiner Sandsteins anzusehen, von dem sie sich in ihrer Zusammensetzung nicht unterscheiden. Jene stellen degegen die fortgeführten und umgelagerten Verwitterungsprodukte des Sandsteins dar.

Von besonderem Interesse sind die auf der Hochfläche der fränkischen Alb weit verbreiteten Sandsteinblöcke, deren Ähnlichkeit mit den tertiären Braunkohlenquarziten schon VON GÜMBEL aufgefallen ist. VON GÜMBEL[1]) erklärt ihre Bildung „als eine nachträgliche Konzentration von Kieselsubstanz (in den sandigen Überdeckungsgebilden), welche nach Analogie der Entstehung der erwähnten Braunkohlensandsteinknollen in dem Sand an gewissen Stellen stattgefunden hat".

Gleiche Ablagerungen nördlich der Donau, zwischen Ulm und Kehlheim, stammen nach VON GÜMBEL aus tertiären, und zwar obermiocänen Bildungen mit Braunkohlenflözen[2]).

An den oberfränkischen Sandsteinblöcken fällt vor allem ihre kantige, von Vielecken begrenzte Gestalt auf, die lebhaft an Kantengeschiebe erinnert. In petrographischer Beziehung findet man von quarzitischen bis zu grobkörnigen Sandsteinen alle Übergänge. Zwar überwiegen die feinkörnigen, jedoch sind auch in beträchtlicher Zahl mittelkörnige Sandsteine vertreten, die sich von der normalen Ausbildung der Veldensteiner Sandsteine nicht unterscheiden lassen. Ein wichtiger Aufschluß befindet sich nordöstlich von Horlach, zwischen Horlach und Stein, im Walde. Hier ragt aus dem Untergrunde ein mächtiger Fels von quarzitischem Sandstein empor, der von mittelkörnigem Veldensteiner Sandstein überlagert wird. Der quarzitische Fels zeigt auf seiner Oberfläche Spalten, die drei- und mehrkantige Flächen begrenzen, nach denen er dereinst zerfallen wird. Im Vordergrunde liegen etwa 15 Blöcke desselben Gesteins, deren Hauptflächen einander parallel sind, so daß der Eindruck entsteht, ihre ursprünglich durch Spalten präformierte, kantige Gestalt sei durch Windwirkung noch

[1]) Frankenjura 1891, S. 177.
[2]) a. a. O. S. 178.

schärfer ausgeprägt worden. Doch abgesehen von dieser Frage, ist unser Aufschluß darum beachtenswert, weil er zeigt, daß in dem scheinbar so gleichmäßigen Veldensteiner Sandstein auch dichtere Gesteine sich finden. Zur Erklärung ihrer relativen Häufigkeit unter den Kantenblöcken wäre ihre durch größere Härte bedingte, besondere Widerstandfähigkeit anzuführen. Denn wir dürfen nach dem Gesagten annehmen, daß diese z. T. recht beträchtliche Dimensionen besitzenden Blöcke als die letzten Zeugen einer ursprünglich sehr viel mächtigeren und weiter verbreiteten Ablagerung des Veldensteiner Sandsteins zu betrachten sind.

Über das Alter des Veldensteiner Sandsteines gehen bekanntlich die Ansichten auseinander. v. GÜMBEL hält ihn für „wahrscheinlich" kretazeisch, und zwar, namentlich auf Grund eines Aufschlusses am Mergnerser Anger bei Betzenstein, für cenoman[1]). Leider ist der von v. GÜMBEL beschriebene Aufschluß heute wohl nicht mehr vorhanden. Denn der von KOEHNE[2]) erwähnte Fundort am Grundanger, den ich auch aus eigener Anschauung kenne, weicht von dem in v. GÜMBELs Frankenjura (S. 426) beschriebenen zu erheblich ab. Es sei mir gestattet, das v. GÜMBELsche Profil hier mit dem KOEHNEschen in Parallele zu stellen (s. S. 23):

Der im Liegenden des Turonkalkes auftretende Sand und Sandstein (6.) besitzt nach v. GÜMBEL „soviel Übereinstimmendes mit dem innerhalb des benachbarten Veldensteiner Forstes weit verbreiteten Sandsteine, daß eine Altersübereinstimmung beider Gebilde kaum in Zweifel zu ziehen ist".

KOHLER[3]) beschreibt aus einem Steinbruch südlich von Auerbach schwarze und graue Tone mit *Cardium Ottoi* GEIN. (GÜMB.), *Dentalium* sp. und *Araucaria,* die „tiefen Zonen des (Veldensteiner) Sandsteins angehören". Mit Bezugnahme auf v. GÜMBELs Betzensteiner Kreideprofil nimmt er, da die Tone turon oder untersenon seien, der Kalk bei Mergners aber oberturon ist, für den Veldensteiner Sandstein ein mitteltu̇rones Alter an.

An der Richtigkeit des von v. GÜMBEL beschriebenen Profils zu zweifeln, liegt kein stichhaltiger Grund vor. Wenn daher KOEHNEs Untersuchungen damit in Widerspruch stehen,

---

[1]) Frankenjura 1891, S. 145.

[2]) KOEHNE, W.: Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der „Albüberdeckung" im Frankenjura. Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soz. in Erlangen 37 (1905), S. 326.

[3]) KOHLER, E.: Die Amberger Erzlagerstätten. Geogn. Jahresh. XV (1902). München 1903. S. 11—56.

Die Kreide bei Betzenstein.

Nach v. GÜMBEL.	Nach KOEHNE.
1. Oben gelbgrüner Letten ohne Versteinerungen . . . . . m 0,25	1. Sande und Sandsteinblöcke (will man die seitlich oberhalb des Kreidekalkes liegenden Ablagerungen einbeziehen).
2. Bröckliger, flasrig geschichteter, grüngeflaserter Kalk, voll von Versteinerungen, welche übereinstimmend auf die obere Stufe des mittelturonischen Stockwerks hinweisen 2,00	2. Aus dem Boden herausragende Blöcke. Schichtung fehlt. (S. 826.)
3. Grüner Sand mit Glaukonitkörnchen, entsprechend dem Regensburger Grünsandstein 0,25	
4. Roter Letten 0,10	Ergänzung dieses Profils durch d. V.:
5. Gelber Sand mit Butzen von Brauneisenstein, wie bei Amberg 1,25	Etwas südlich von diesem Aufschluß beobachtete ich am Abhang in einer Sandgrube im Hangenden roten Letten, ca. 10 cm mächtig.
6. Weißer, grobkörniger Sand und Sandstein mit festeren Ausscheidungen 1,00	Dann folgte aber Sand von der gewöhnlichen Ausbildung.
7. Dolomit als Unterlage.	

so liegt es näher, anzunehmen, daß es sich bei KOEHNE um einen anderen Fundort handeln möchte, zumal er sich mit der Eintragung v. GÜMBELs auf dessen geognostischer Karte nicht deckt. Auch die Annahme KOEHNEs, daß die Betzensteiner Kreideblöcke durch unterirdische Dolinenbildung „in Schlotten hereinstürzten, wo sie erhalten bleiben konnten", ist vorläufig völlig hypothetisch. Leider hatte ich im vergangenen Herbst (1906) keine Zeit mehr, eine Schürfung an dem Mergnerser Kreidevorkommen vornehmen zu lassen, die einzig und allein die Lagerungsbeziehungen der Kreide zu ihrem Liegenden festzustellen ermöglicht. Ich hoffe, dies in einiger Zeit nachholen zu können. Vorläufig scheint mir eine andere Erklärung näher zu liegen. Der in v. GÜMBELs Profil unter 6 erwähnte Sandstein, der überdies nur 1 m mächtig ist, entspricht tatsächlich den cenomanen Schutzfelsschichten oder — wenn sich KOHLERs Beobachtung, daß die cenomanen und unterturonen Schichten bei Amberg auskeilen, bestätigt — dem mittelturonen Knollensand, ist aber mit dem

Veldensteiner Sandstein, der stellenweise 20 m mächtig ist, trotz petrographischer Ähnlichkeit nicht identisch. Bei dieser Annahme wäre der Veldensteiner Sandstein auf Grund des Befundes von turonen oder untersenonen Tonen im Liegenden[1]) posturonen bzw. postuntersenonen Alters.

Ich möchte aber noch weitergehen. v. GÜMBEL unterscheidet bekanntlich die kantigen Quarzsandsteinblöcke, die er als rezente Bildungen, und zwar als nachträgliche Konzentrationen von Kieselsäure ansieht, von dem Veldensteiner Sandstein. Wenn wir auch zwischen diesen Bildungen einen makroskopisch erkennbaren petrographischen Unterschied nicht zu entdecken vermochten, so ist damit doch nicht bewiesen, daß sie gleichalterig sein müssen. Ich möchte hier auf das Profil S. 19 vom Wasserberg bei Pegnitz hinweisen, das im tektonischen Teil der Arbeit eingehend besprochen wird. Wir haben hier weiße Sande und Tone, die anscheinend mit verworfen sind. Darüber folgen Sande mit Sandsteinblöcken, die sich beiderseits der Verwerfung in demselben Niveau befinden. Wenn auch die Möglichkeit betont werden muß, daß die Blöcke erst nachträglich, durch Verwitterung des umgebenden Gesteins, ihre jetzige Lage erhalten haben können, so ist doch auch die Annahme nicht ohne weiteres abzuweisen, daß sie erst nach der (zweiten) Verwerfung abgelagert wurden. Auf alle Fälle sind sie sicher jünger als die darunter lagernden weißen Sande und Tone. Die Schichten 5—10 des Wasserberg-Profiles lassen sich zwanglos mit den weißen Sanden des Betzensteiner Profiles in Parallele stellen, mit denen sie auch in der Mächtigkeit der Ablagerung übereinstimmen. Dann käme für sie ein mittelturones bis cenomanes Alter in Betracht. Mindestens aber müssen wir sie zu den unteren Veldensteiner Schichten rechnen, da sie von Veldensteiner Quarzsandsteinblöcken überlagert werden.

Wenn wir auf v. GÜMBELs Karte die Verbreitung der Veldensteiner Schichten betrachten, so fällt uns auf, daß sie anscheinend nur westlich der Randverwerfung vorkommen. Dies gilt nicht von den Kantenblöcken, die sich in großer Zahl auch östlich der Verwerfung finden. Wenn nun KOHLER auf Grund seiner Beobachtungen der Ansicht Ausdruck gibt, daß der Veldensteiner Sandstein konkordant zu den Juraschichten im Liegenden abgelagert ist und an der Verwerfungslinie dementsprechend ein stärkeres Einfallen als

[1]) KOHLER, a. a. O. S. 35.

sonst zeigt, so haben wir einen weiteren Anhalt für seine Altersbestimmung. Da die Verwerfung nach v. GÜMBELs Ansicht „in mitteltertiärer Zeit“ [1]) entstanden ist, so müssen die Veldensteiner Schichten vor dem Miocän vorhanden gewesen sein.

Wenn v. AMMON nach einer mündlichen Mitteilung an KOEHNE der Ansicht ist, daß „die Veldensteiner Schichten erst nach der Entstehung der Verwerfung abgesetzt wurden“ [2]), so erklärt sich dieser Widerspruch der Anschauungen vielleicht durch die auf S. 45 u. 46 berichtete Beobachtung, daß wir mit einiger Wahrscheinlichkeit zwei verschiedenalterige Verwerfungen konstatieren können, eine postjurassische bzw. präturone vor Ablagerung des Veldensteiner Sandsteins und eine mitteltertiäre nach dessen Ablagerung.

Die Tektonik im Gebiete der Randverwerfung.

(Vergl. die Karte auf S. 50.)

1. Pegnitz.

Der natürliche Ausgangspunkt für meine Untersuchungen war Pegnitz. Durch die Anlage der 1906 erbauten Wasserleitung bot sich eine Reihe von Aufschlüssen, die ich teils noch selbst aufnehmen, zum anderen Teil durch die von Herrn Bauführer ENGELHARD aus München in liebenswürdigster Weise erteilte Auskunft ergänzen konnte. Pegnitz ist teils auf den obersten Schichten des braunen Jura, teils auf einem Kalksockel des unteren weißen Jura erbaut. Die Altstadt ruht überwiegend auf sandigen und lehmigen Überdeckungsgebilden, doch auch hier kommt an drei Stellen der Jurakalk zum Vorschein.

Gehen wir vom Bahnhof aus zur Stadt, so sehen wir am Bahnübergang, zwischen dem Bahnkörper und der Straße nach Neuhof-Troschenreuth, in kleinen Brocken braune oolithische Kalke mit zahlreichen Versteinerungen des mittleren braunen Jura liegen. Diese Kalke fanden sich hier bei dem Bau eines Schlammkastens von 2—4,50 m Tiefe anstehend. Es handelt sich um die Parkinsoni- und die Humphriesianusstufe mit *Terebratula perovalis* SOW., *Belemnites giganteus* QUENST., *Pholadomya Murchisoni* SOW., *Ostrea Marshi*

[1]) Frankenjura 1891, S. 642.

[2]) KOEHNE, W.: Notizen über die „Albüberdeckung“ im nördlichen Frankenjura“. Diese Zeitschr. 59, I 1907, S. 8.

Sow. und *Gresslya gregaria* Ziet. Das Hangende bildet ein 2 m mächtiger sandiger Lehm.

Wenden wir uns der Stadt zu, so beginnt beim Amtsgericht der Ornatenton und läßt sich bis zum ersten Brunnen (Haus Nr. 35 u. 51) verfolgen. Dann beginnt der weiße Jura mit einem zu unterst mergeligen grauen Kalk, der in den helleren Kalk der Bimammatenschichten übergeht. Beim Hause des Hutmachers Foit (Nr. 25) stieß man auf eine ca. 25 cm breite, tiefe Kluft, die schräg gegenüber links am Bezirksamt wieder aufgefunden wurde. Der höchste Punkt der Stadt, am zweiten Brunnen, 429,4 m, liegt 11 m über dem Ornatenton, der in der Brauhausgasse hinter dem Haus Nr. 22 bei ungefähr 3 m Tiefe gefunden wurde. Da die Grenze zwischen Dogger und Malm am ersten Brunnen in 423 m Höhe aufgefunden wurde, so fällt der Ornatenton bei 135 m Entfernung in der Luftlinie um 5 m, d. h. mit einem Winkel von $2{,}7^0$ ein. Der Werkkalk erstreckt sich südlich ungefähr bis zum Stadtgraben, westlich bricht er an einer Linie, die, von Haus Nr. 14 zu Haus Nr. 80a reichend, dem Verlauf der oben erwähnten Kluft parallel ist, unvermittelt ab, und ein rötlicher Ziegellehm erstreckt sich von da aus bis zum Fuß des Schloßberges und auf der nach S umbiegenden Hauptstraße bis zur katholischen Kirche. Dann fand sich ein gelber Kies, der aus verwittertem Veldensteiner Sandstein entstanden sein könnte. Sicherheit war darüber nicht zu erlangen, da die Grabung nur bis zu einer Tiefe von 1,60 m ausgeführt wurde. Bemerkenswert ist, daß in der Gasse, die, südlich von der katholischen Kirche, sich westlich abzweigt, ein ähnlicher Kies mit Schottern bis zu Faustgröße aufgefunden wurde, die aus Jurakalkgeröllen bestanden. Wenige Schritte unterhalb der vorher erwähnten Biegung der Hauptstraße wurde an der Abzweigung des Verschönerungsvereinsweges zum Schloßberg unter dem hier kaum nennenswert mächtigen Ziegellehm ein mürber Sandstein aufgefunden, der petrographisch mit den unteren Lagen des Veldensteiner Sandsteins völlig übereinstimmt. Nördlich davon lag wieder der gelbe Kies bis zu Haus Nr. 46. Dann kam der Ziegellehm ein kurzes Stück bis zur Pegnitzquelle, wo Kalk ansteht. Etwa 80 m östlich legt sich der Kies direkt an den Kalk an.

Gehen wir auf der Hauptstraße zur südlich gelegenen Altstadt weiter, so können wir den gelben Kies bis zum Gasthaus zum schwarzen Adler verfolgen. In der hinter dem Gasthaus westlich führenden Flurgasse stand ein fester,

dichter, grauer Kalkstein mit wenigen Hornsteinknollen an. Hinter dem letzten Haus (Nr. 59) ragt Dolomit aus dem Untergrund hervor. Der Kalk war bei 1,60 m Tiefe stark zertrümmert und die einzelnen Stücke von etwa $^1/_3$—$^1/_2$ cbm mit einer gelben Verwitterungskruste bedeckt. Leider fanden sich keine Versteinerungen, auch die petrographische Beschaffenheit bietet keinen sicheren Anhalt. Einzelne Stücke zeigen splitterigen Bruch und erinnern an den Schwammkalk, der am Ostabhange des Schloßberges ansteht. Etwa 50 m weiter in WSW-Richtung kommt wieder Kalk zum Vorschein, der dem eben beschriebenen sehr ähnlich ist. Er fand sich bei den Häusern Nr. 17, 72, 93, 68, 14 und 15 vor. Der Zwischenraum zwischen den beiden Kalkvorkommen wird von rotem Ziegellehm ausgefüllt, der sich von der Straße nach Nürnberg östlich bis zum Wasserberg (südlich der Röschmühle) erstreckt, wo er am Bahneinschnitt noch nachgewiesen werden kann. In der Schmiedgasse, südlich von dem zweiten Kalkvorkommen, kommt unter dem Lehm ein kurzes Stück bei den Häusern 16, 31, 30, 27, 26 und 28 der schon einmal erwähnte mürbe Sandstein zum Vorschein. Dann folgt ostwärts bis zum Weiher ein gelber Lehm. In der Galgengasse steht wieder der rote Ziegellehm an, während im „Graben", ungefähr 40 m hinter der Wegteilung, noch einmal der mürbe Sandstein auf 55 m sich zeigt. Dann folgt Kalk, der im NW bei den Häusern Nr. 9, 9a, 10, 54 und 100 und mit einer kleinen Unterbrechung bei der Einmündung der Galgengasse in die Mittelstraße der Altstadt, wo sich Ziegellehm fand, bei den Häusern Nr. 55, 67 und 56 ansteht. Dieser Kalk gehört der unteren Tenuilobatenstufe an, wie aus den aufgefundenen Versteinerungen hervorgeht. Es fanden sich darin 1. ein Bruchstück von *Perisphinctes polyplocus* REIN., 2. *Inoceramus* cf. *laevigatus* MÜNST., 3. ein Schwamm, wahrscheinlich *Pyrgochonia acetabulum* GOLDF. (1 u. 3 im Besitz von Herrn Bauführer ENGELHARD). 1 u. 3 fanden sich vor dem Haus Nr. 125 von Schlächtermeister MORG. Der genaue Fundort der Muschel war nicht mehr zu ermitteln. Dieser Kalk findet sich nördlich in der Kettengasse von Haus Nr. 102 an bis etwa 80 m südwestlich davon wieder.

Zur Erläuterung der Schichtenbeziehungen schließt sich hier am besten ein Profil an, daß bei dem Bau eines Brunnens von $17^1/_2$ m Tiefe gewonnen wurde, der sich in der Altstadt neben dem Hause Nr. 135 des pens. Kantors KONRAD SCHWARM befindet. Dieser Brunnen wurde im Frühjahr 1905

von den Brüdern JOHANN und JOH. GEORG WEISSMANN aus Pegnitz gegraben. Die Schichtenfolge und ihre ungefähre Mächtigkeit gebe ich nach den Angaben der Gebrüder WEISSMANN wieder. Eine Nachprüfung ist mir nicht möglich gewesen, da in das Brunnenloch Zementrohre von 1 m Innendurchmesser eingelassen sind. Jedoch sind meine Gewährsmänner als zuverlässig bekannt. Auch habe ich von einem Teil der aufgefundenen Schichten durch Herrn Kantor SCHWARM Proben erhalten.

Brunnenprofil.

Bezeichnung der Schichten:

Nach WEISSMANN:	geologisch:	ungefähr mächtig
1. Erdboden	Ackerkrume	0,50 m
2. Gelber Ziegellehm	Lehm mit Brauneisenstein knollen (Probe liegt vor) . .	5,00 -
3. Kiessand mit Eisenstein	Quarzsand mit eisenschüssigem Sandstein	2,00 -
4. GelberSandlehm m.Ocker	Sandiger Lehm mit Ocker . .	0,50 -
5. Weißer Tonlehm mit weißem Schlehenstein	Quarzsand mit tonigem Bindemittel und kieseligem Sandstein	0,50 -
6. Felsen, Klingerbastard	Splitteriger Schwammkalk der Tenuilobatenstufe (der nicht wie der reine Klinger oder Werkkalk als Baustein verwendet werden kann). (Probe liegt vor)	6,00 -
7. Schwarzbraune, knetbare Erde, wasserhaltig	Vielleicht Ausfüllung einer Schichtfuge?	0,50—1,00 -
(Diese Schicht ging nicht gleichmäßig durch.)		
8. Melbigkalk*), steinartig.	Wahrscheinlich Mergelkalk der unteren Tenuilobatenstufe	2,00—3,00

Dann kam klares gutes Wasser, das sofort 1 m stieg.

Der Kalkstein unter 6 brach westlich plötzlich ab, und daneben stand „lockeres Land und mürber Stein“ an. Leider hat der Arbeiter keine Probe mit heraufgebracht, die eine petrographische Bestimmung doch wohl ermöglicht hätte.

Von Haus Nr. 80 bis 79 tritt wieder der rote Ziegellehm auf, dann machen sich die ersten Spuren der künstlichen

*) Der fränkische Ausdruck „Melbig“ (= mehlig) für diese Kalke dürfte vielleicht seine Erklärung darin finden, daß manche Kalke des weißen Jura infolge stärkeren Mergelgehaltes mehlig abfärben.

Dammaufschüttung bemerkbar. Der im Osten die Stadt mit der Altstadt verbindende Damm ist aus dem wasserdichten Ton der Ornatenschichten aufgeschüttet; man findet in ihm noch einzelne Versteinerungen. Da in der nördlichen Fortsetzung des Dammes Ornatenton ansteht, so liegt die Gefahr einer falschen Auffassung des Damm-Baumaterials als ebenfalls anstehender Schichten nahe.

Im Westen erhebt sich der Schloßberg, an dessen Basis klotzige, gelbliche Schwammkalke zum Vorschein kommen, die auf v. GÜMBELS Karte (1887, Bl. Bamberg) als Pseudomutabiliskalke eingetragen sind, von v. AMMON aber der Tenuilobatenstufe zugerechnet werden[1]). Leider ist es mir nicht gelungen, eine leitende Versteinerung aufzufinden. Da aber v. AMMON ausdrücklich den *Perisphinctes polyplocus* REIN. aus diesen Kalken erwähnt, so müssen sie als Tenuilobatenkalke aufgefaßt werden. Für diese Auffassung spricht auch die Tatsache, daß, wie der Bau des Wasserleitungs-Hochreservoirs gezeigt hat, zwischen diesen und dem Dolomit noch dichte graue, z. T. dolomitisch aussehende Kalke sich vorfinden, die wohl mit Recht als die Vertreter der Pseudomutabilisstufe gelten dürfen. Die Schwammkalke des Schloßberges fallen mit ziemlich starker Neigung nach S bzw. SW ein. Das beobachtete Streichen und Fallen an dem mit zwei stattlichen Fichten gekrönten, etwas vorspringenden Felsen nördlich der Straßenbiegung beträgt: N 78° O, F. 34° S. Etwas weiter südlich, links (nördlich) vom Verschönerungsvereinsweg, beträgt es N 28° O, F. 34° S, oberhalb des Hauses Nr. 115 von H. GLENK: N 28° O, F. 32° S. An dem letzterwähnten Aufschluß fällt der westlich aus dem Boden hervorragende Kalk bei einem Streichen von N 5° W mit 15° nach W ein. Verfolgt man den Weg weiter, so treten stellenweise dolomitisch aussehende Kalke zutage, die sich jedoch durch glatteren Bruch schon äußerlich von dem Dolomit unterscheiden. Leider fehlt ein geeigneter Aufschluß, der eine sichere Klarstellung der Lagerungsverhältnisse ermöglichte. Am Südwestabhang des Schloßberges reicht der Dolomit scheinbar bis zum Willenberger Weg. Jedoch auf den Äckern oberhalb der Dolomite finden sich noch vereinzelt Kalkbrocken vor, die hierher nicht verschleppt sein können.

Wenn wir diese Beobachtung mit der obenerwähnten in Zusammenhang bringen, nach der der Tenuilobatenkalk mit

[1]) v. AMMON: Bericht über Verwerfungen. (In v. GÜMBELS „Frankenjura" 1891, S. 622—640.) S. 629, oben.

15° nach W einfällt, wenn wir ferner berücksichtigen, daß südlich vom Schloßberg nur Dolomit ansteht, so liegt der Schluß nahe, daß sich über den Südwestabhang des Schloßberges eine Verwerfung hinüberzieht. Erinnern wir uns, daß bei den Wasserleitungsgrabungen westlich vom „schwarzen Adler" Kalk unmittelbar neben dem Dolomit aufgefunden wurde. Das Alter dieses Kalkes war nicht sicher zu bestimmen. Doch wurde hervorgehoben, daß einzelne Stücke dem Schwammkalk des Schloßberges petrographisch ähnlich sind. Eine beide Punkte verbindende Linie hätte ungefähr die Richtung NW—SO. Ehe wir auf diese vermutete Verwerfung näher eingehen, betrachten wir die Schichtenfolge im NO des Schloßberges. Oberhalb der Pegnitzquelle ist ein Kalk aufgeschlossen, der den unteren Tenuilobaten- bzw. den Bimammatenschichten zuzurechnen ist. Die Pegnitz selbst entspringt im Werkkalk, und zwar steigt sie von unten senkrecht in die Höhe. Gleich an der Quelle ist sie zu einem Weiher aufgestaut, der unmittelbar über der Quelle einen Wasserstand von durchschnittlich 1 m hat. An der Quelle ist eine Messung des Schichteneinfallens nicht möglich, da die Kalkschichten übermauert sind; doch ist die Richtung des Einfallens eine östliche. Das Wasser kommt ziemlich kräftig aus der Tiefe. Im Frühjahr, zur Zeit der Schneeschmelze, erfolgen in Zwischenräumen von 10 Sek. bis $^1/_2$ Min. mit schwachem Getöse Stöße, die das Wasser bis zu 1 m über den Normalwasserspiegel emporwirbeln. Die Quelle liefert nach Messungen von Herrn Magistratsrat REICHEL aus Pegnitz durchschnittlich 5,6 Sekundenliter, im Frühjahr in maximo 18 Sekundenliter Wasser. Die chemische und mikroskopische Untersuchung des Quellwassers ergab einen Trockenrückstand von 27,0, organische Substanz 0,85. Es enthielt Chlor: 0,8875, an Chlornatrium: 1,4625, an Salpetersäure: 0,9 Bestandteile. Die Farbe ist trüb; es fanden sich erdige Bestandteile, Pflanzenreste und Infusorien. Nach einem Regen tritt manchmal schon nach 10 Minuten eine starke Trübung des Wassers ein. Befindet sich doch oberhalb der Quelle am Nordabhang des Schloßberges eine mit Schutt zugefüllte Doline, in der, wie ich mehrmals beobachtet habe, bei starkem Regen das Wasser gurgelnd verschwindet. In der Mitte dieser Doline ist ein Spalt sichtbar, in den man $1^1/_2$ m hinabreichen kann. Wie mir der frühere Bürgermeister, Herr PONFICK, mitteilte, erinnert er sich noch daran, daß in seiner Jugend diese Doline zugeschüttet wurde, damit das Vieh sich nicht durch Hineinstürzen beschädigen könne. Ein von mir 1905 mit Fluorescinnatron ausgeführter Färbeversuch verlief,

wahrscheinlich wegen zu geringer Menge des Färbemittels, leider erfolglos.

Die Felsen oberhalb der Pegnitzquelle, die hinter den Scheunen Nr. 64 und 65 aufgeschlossen sind, streichen mit N 10° W und fallen mit 15° nach O ein. Eine wenige Meter östlich davon vorgenommene Messung zeigt: Str. N 15° W, F. 21° O. Der Kalk ist mit zahlreichen Hornsteinknollen durchsetzt und gehört den unteren Tenuilobatenschichten an.

Verfolgen wir den Weg nach Osten weiter, so gelangen wir in die nach N bzw. NW verlaufende Raumergasse. Während an der Ecke das östliche Einfallen der Schichten noch zu erkennen ist, zeigt sich an der ersten Scheune links ein grauer Kalk, der nach SW einfällt. Eine zwischen dieser und der letzten Scheune vorgenommene Messung ergab ein Streichen von N 55° W, ein Einfallen von 11° bis 12° SW. In dem ersten Steinbruch rechts in der Raumergasse zeigen die Schichten der Bimammatusstufe ein Streichen von N 30° W, ein Fallen von 18° W, gegenüber am Buchauer Berg Str. N 90° W, F. 18° S, etwa 20 m südlich daneben: N 40° W, F. 15° SW. An der Grenze beider Streichrichtungen zeigt sich ein vertikaler Sprung. In dem nächstsüdlichen Steinbruch am Buchauer Berg zeigt der Werkkalk an zwei unmittelbar nebeneinander liegenden Stellen Str. N 60° W, bzw. N 65° W, F. 8° bis 10° SW und N 35° W, F. 10° SW. Gegenüber der letzten Scheune wurde ein Streichen von N 43° W, ein Einfallen von 12° SW gemessen. Übereinstimmend in diesen Messungen ist das Einfallen nach SW, das bei geringerer Entfernung der Schichten vom Schloßberg zunimmt. Die Abweichungen im Streichen der Schichten werden durch die bei einer Verwerfung bedingten lokalen Zerreissungen genügend erklärt. Denn wie aus den Messungen hervorgeht, verläuft eine Verwerfung zwischen dem Schwammkalk des Schloßberges und den Tenuilobaten- bzw. Bimammatenschichten oberhalb der Pegnitzquelle und eine zweite zwischen diesen und dem Werkkalk der Raumergasse. Bei beiden ist die Sprunghöhe nicht bedeutend, da die gleichaltrigen Schichten aneinander stoßen. Wir haben hier ähnliche Verhältnisse wie in einem östlich der Stadt befindlichen Aufschluß, den schon v. AMMON erwähnt[1]), nämlich dem ersten Bahneinschnitt südlich der Station Pegnitz. Schon v. AMMON schließt daraus, daß „in der Pegnitzer Gegend .... neben dem Hauptsprung noch weitere, mit ersterem ungefähr parallel laufende Spalten vorhanden sind". Da durch An-

[1]) Frankenjura 1891, S. 628.

pflanzung in wenigen Jahren dieser höchst lehrreiche Aufschluß nicht mehr zu sehen sein wird, so gebe ich eine Abbildung des östlichen Einschnittes (Taf. I, Fig. 1). Die westliche Seite ist schon zu stark überwachsen, als daß sie noch ein anschauliches Bild des Schichtenaufbaues böte. Am Südende und in der Mitte haben wir den Werkkalk der Bimammatenschichten. Nördlich treten aber unter dem Werkkalk der Mergelkalk der Tranversariusschichten und der Ornatenton hervor. Der Ornatenton läßt sich, wie schon oben erwähnt, in der Stadt Pegnitz bei 1,70 m Tiefe (Wasserleitung) bis zu den Häusern Nr. 50 und 35 beim Brunnen verfolgen. Das Streichen und Fallen der Schichten im Bahneinschnitt gebe ich hier, den Zahlen auf der Abbildung entsprechend, an in der Reihenfolge von N nach S.

1. N 75° W, F. 9° N
2. ungefähr horizontal
3. N 70° W, F. 3° N
4. N 60° W, F. 27° N
5. N 60° W, F. 30° S
6. N 60° W, F. 25° S
7. N 45° W, F. 38° SW
8. N 45° W, F. 31° SW
9. N 35° W, F. 15° SW (im Steinbruch)
10. N 30° W, F. 5° SW
11. N 32° W, F. 18° NO
12. N 45° W, F. 15° N

Nördlich von dem Punkt 1 fallen die Schichten nach S ein, wie man an dem Verlauf der Ornatenschichten erkennen kann.

Außer dem zwischen 4 und 5 in der Richtung N 35° W verlaufenden Hauptsprung, der zur Bildung einer Dislokationsbreccie Veranlassung gegeben hat, sind noch drei weitere kleinere deutlich zu erkennen, zwischen 3 und 4, zwischen 8 und 9 und zwischen 10 und 11. Die Dislokationsbreccie besteht aus scharfkantigen Kalkbrocken, die durch Kalksinter miteinander verkittet sind. In den Fugen sitzen meist ganz kleine Trümmerstückchen. (Eine Probe befindet sich im geologischen Institut der Berliner Universität.) Wie der Bahneinschnitt-Aufschluß zeigt, verlaufen Verwerfungen in unserem Gebiet, die äußerlich vollkommen verborgen sind. Ohne den beim Bahnbau gemachten Einschnitt würden wir hier von Verwerfungen nichts ahnen.

Einen unerwarteten Aufschluß bot auch der Bau eines Eiskellers am Südabhang des Buchauer Berges unterhalb der Straße. Durch das freundliche Entgegenkommen des Bauführers, Herrn A. Kolb, wurde mir die Möglichkeit gegeben,

die für den Bau vorgenommene Ausschachtung ausführlich zu untersuchen. Der Schacht war auf geneigtem Boden angelegt, die Tiefe der Ausgrabung betrug an der Nordseite 6,20 m, an der Südseite 3,26 m. Die Längsseite, die fast genau in der Richtung W—O verläuft, betrug 26,7 m, die Breitseite ca. 13 m. Auf den beigegebenen Abbildungen (Taf. II) sind die westliche (1) und die östliche (2) Breitseite des Schachtes zu sehen. Die nördliche Längsseite besteht aus den Kalkbänken der Bimammatusschichten ($J\beta$), die südliche aus den tonigen Schichten des Callovien ($O\zeta$). Die grauen Mergelkalke (Ja_2) und die bis 40 cm mächtige Grünoolithlage (Ja_1) gehören den Transversariusschichten an. Die Ackerkrume ist mit H_1 bezeichnet. H_2 ist eine lehmige, mit zahlreichen Kalkbrocken durchsetzte Übergangsschicht. Die ausgezeichnete Linie bezeichnet eine Verwerfung, die auf Abb. 1 als eine etwa 1 m breite Kluft zu erkennen ist, die mit Lehm und mit einer Trümmerbreccie ausgefüllt ist, welche der oben erwähnten, von der Hauptverwerfung des Bahneinschnittes stammenden völlig gleicht. Auf Abb. 2 dagegen zeigt sich keine Kluft, aber das Gestein der Transversariusschichten (Ja_2) rechts bzw. südlich der Verwerfungslinie, ist, wie noch auf der Photographie erkennbar ist, in lauter kleine, etwa backsteingroße Stücke zerbrochen; links bzw. nördlich von der Verwerfungslinie, die in der Richtung N 75° W streicht, ist eine leichte Aufbiegung erkennbar, die durch eine schmale Spalte (punktiert) unterbrochen wird. Diese Spalte ist mit gelbem Lehm ausgefüllt, in dem sich zahlreiche kleine, eiförmig abgerundete Hornsteinknollen befinden. Südlich der Verwerfung biegt sich in dem westlichen Aufschluß (s. Abb. 1) das Gestein zuerst allmählich, in 11 m Entfernung etwas schroffer aufwärts mit einem Winkel, der im Maximum ungefähr 40° beträgt, in dem östlichen bereits in 3 m Entfernung mit 37°. Gleichzeitig hat eine Zerrung stattgefunden, da die Mächtigkeit der Schichten mit der Zunahme des Neigungswinkels abnimmt. Die auf der Grenze des Grünooliths mit dem Ornatenton eingezeichnete schwarzpunktierte Linie zeigt den Beginn der Flexur an. Der Ornatenton nimmt um 43 cm an Mächtigkeit ab (von 1,73 m auf 1,30 m). Die saigere Sprunghöhe der Verwerfung ist nicht bedeutend, wenn auch der Betrag nur schätzungsweise angegeben werden kann, da von den nach v. AMMON durchschnittlich etwas über 20 m mächtigen Bimammatenschichten nur 4 m entblößt sind, ohne daß im Hangenden oder Liegenden eine Grenze zur nächstfolgenden Schicht zu

erkennen wäre. Die geringste Sprunghöhe wäre also 4 m. Die Mächtigkeit der Transversariusschichten beträgt in unserer Gegend 3—4 m. Eine scharfe Grenze gegen den Werkkalk läßt sich nicht ziehen, da, wie auch unser Aufschluß wieder bewiesen hat, der Mergelgehalt, der die grauere Färbung der Transversariusschichten bewirkt, nach oben allmählich abnimmt. So läßt sich beispielsweise die auf Abb. 1 mit *Jβ* bezeichnete Kalkbank petrographisch von dem rechts (nördlich) anstehenden Bimammatenkalk nicht mehr unterscheiden. Gehören nun die aufgeschlossenen Werkkalke zu den obersten Schichten der Bimammatuszone, so betrüge die Sprunghöhe im Maximum bei durchschnittlich 20 m Mächtigkeit der Werkkalke 20 m minus 4 m = 16 m. Da aber über unserem Aufschluß noch weitere Schichten der Bimammatuszone folgen, so dürfen wir annehmen, daß wir die tieferen Bänke dieser Zone vor uns haben. Demnach dürfte die Annahme, die Sprunghöhe betrage 5—6 m, der Wahrheit am nächsten kommen. Zur größeren Vollständigkeit gebe ich noch das genaue Profil der Nord- und der Westseite des Eiskellers:

Aufeinanderfolge der Schichten an der

nördlichen Längsseite:		westlichen Breitseite:	
1,85 m	Ackerkrume und Ackerkrume mit Kalkbrocken	0,93 m	Ackerkrume und Ackerkrume mit Kalkbrocken
0,65 -	mergelige Übergangsschicht	0,32 -	mergeliger, grauer Kalk[2])
0,10 -	Werkkalkbank[1]) (Klingerstein)	0,20 -	- -
0,45 -	-	0,30 -	- -
0,15 -	-	0,10 -	- -
0,20 -	-	0,20 -	- -
0,25 -	-	0,15 -	- -
0,55 -	-	0,05 -	- -
0,15 -	-	0,20 -	- -
0,10 -	-	0,30 -	- -
0,05 -	Mergelzwischenlage	0,15 -	- -
0,10 -	Werkkalkbank	0,20 -	- -
0,30 -	-	0,25 -	- -
0,10 -	-	0,20 -	- -
0,20 -	-	0,15 -	- -
0,20 -	-	0,15 -	- -
0,10 -	-	0,20 -	- -
0,50 -	-	0,30 -	- -
0,70 -	-		
Sa. 6,10 m		Sa. 4,35 m	

[1]) Die einzelnen Bänke sind durch teilweise nur wenige mm starke Mergelzwischenlagen getrennt.

[2]) Der Mergelgehalt nimmt nach unten zu.

Aufeinanderfolge der Schichten an der Südwestecke des Eiskellers (durch einen Abzugskanal gut aufgeschlossen):

1,31 m	Rotbraune Erde mit Kalkbrocken	
0,60 -	Mergelkalk und Grünoolith	
0,15 -	Gelbrötlicher Lehm	= 0,80 m Ornatenschichten
0,40 -	Blauer Ton	
0,05 -	Grünlicher Ton	
0,20 -	Braungrauer Ton	
0,55 -	Makrocephalenschichten usw.	
Sa. 3,26 m		

Wir haben es hier mit einer Flexur und Verwerfung zu tun. Die Flexur, deren Sattel 3 bis 4 m hoch ist, ist scheinbar im Süden abgerissen, denn der Ornatenton des Pegnitzhügels liegt rund 10 m tiefer als der des Südabhanges vom Buchauer Berg. Zu der Nordostecke des Eiskellers wurde von einer ungefähr 200 m in der Luftlinie entfernten Quelle am Ostabhang des Buchauer Berges eine Rohrleitung gelegt, die sich im sanften Bogen über die Erläcker zieht. Die Ausgrabungen hatten durchschnittlich 80 cm Tiefe, das Gefälle beträgt ungefähr 200 : 1. Die Quelle, die im Ornatenton entspringt, war schon früher bis in die Makrocephalenschichten hinabgeleitet worden. Es wurden von der Quelle zum Eiskeller horizontal nacheinander folgende Schichten aufgeschlossen:

1.	14,00 m	(horizontal)	Makrocephalenschichten
2.	12,60 -	-	Ornatenton
3.	5,20 -	-	Ornatenton mit Kalkbrocken
4.	5,60 -	-	Kalkbrocken mit Tonresten vermischt
5.	39,20 -	-	unterer Mergelkalk und Werkkalk
6.	2,50 -	-	Kalkbreccie!
7.	44,80 -	-	Werkkalk
8.	3,80 -	-	Ackerkrume
9.	12,95 -	-	Ackerkrume mit Kalkbrocken
10.	30,80 -	-	Werkkalk mit einem Streichen von N 105 W, F. 43 S
11.	5,60 -	-	Werkkalk (Wasserbehälter) Str. N 105 W, F. 43 S
12.	2,60 -	-	Werkkalk
13.	16,70 -	-	Ackerkrume mit Werkkalk
14.	23,00 -	-	die bei meiner Abreise noch nicht aufgegraben waren.

Auffallend ist zwischen 5 u. 7 das Vorhandensein einer Kalkbreccie. Leider waren ober- und unterhalb dieser Stelle die Werkkalke nicht weit genug aufgeschlossen, daß eine Messung möglich gewesen wäre. Daß es sich um eine Quellensinterbildung handelt, ist nicht ganz ausgeschlossen, da der wasserundurchlässige Ornatenton nicht weit davon entfernt ist. Jedoch sind mir derartige Breccien als Quell-

bildung aus meinem Gebiet bis jetzt nicht bekannt geworden. Man könnte auch annehmen, daß hier ebenfalls eine Verwerfung durchstreicht. Doch lassen sich über ihre Richtung keine Vermutungen anstellen. Wenn sie der Eiskeller-Verwerfung parallel liefe, so würde sie noch oberhalb der nördlichsten Aufschlüsse die Raumergasse schneiden.

Eine Verwerfung fand sich auch bei den im September-Oktober 1906 ausgeführten Ausgrabungen für einen Abzugskanal vom PFLAUMschen Keller zum Stadtgraben. In den Erlweiherwiesen am Stadtgraben fand sich Torf, bei Beginn der Steigung stellten sich lehmige, mit Kalktrümmern durchsetzte Überdeckungsschichten ein. Südlich der Straße vor den Stadeln wurde bis zu 1,93 m Tiefe unter dem Straßenniveau gegraben. Unter den Überdeckungsgebilden fand sich bis zu 70 cm von der Sohle aufwärts, scheinbar horizontal gelagert, sehr fetter Lehm, ähnlich dem Ornatenton. Etwa $1^1/_2$ m von der Straße begann Werkkalk in mächtigen Bänken mit einem Streichen von N 80° O, der mit 36° nach S. einfiel. Er ließ sich unter der Straße durch etwa 16 m weit in den Keller hinein verfolgen, dann kam auf 2,50 m der Mergelkalk der Transversariusstufe, mit demselben Streichen und Fallen. Der Werkkalk war also etwas über 9 m mächtig. Nach insgesamt $18^1/_2$ m, horizontal gemessen, zeigte sich Mergelkalk, der nunmehr mit etwa 13° nach N einfiel. Unter diesem teilweise oolithischen Mergelkalk kam der Ornatenton zum Vorschein.

Wenn wir diesen Aufschluß mit dem benachbarten am Eiskeller vergleichen, so ist zu berücksichtigen, daß am Eiskeller der nördliche Flügel abgesunken ist, bei PFLAUMs Keller der südliche. Sehen wir hier den grünlichen Letten für ein Äquivalent des Ornatentons an, so hätten wir zwei Verwerfungen, zwischen denen das Gestein abgesunken ist. Aus der Betrachtung der durch die Eiskeller-Wasserleitung gewonnenen Aufschlüsse erkennen wir, daß auch dort der abgesunkene nördliche Teil einen Grabenbruch darstellt. Eine Möglichkeit, die beiden Verwerfungen in Zusammenhang zu bringen, wäre durch eine Verbindung des auf dem östlichen Profil des Eiskeller-Aufschlusses erkennbaren Sprunges mit der westlichen Verwerfungskluft gegeben. Ihre Richtung Ost-West würde ungefähr mit der in PFLAUMs Keller beobachteten Verwerfung übereinstimmen. Wir müssen dann zwischen beiden einen Angelpunkt annehmen, um den die vertikale Verschiebung stattgefunden hat. Der in der Richtung N 75° W nach OSO verlaufende Sprung wäre dann

als eine Abzweigung von der Hauptrichtung zu betrachten. Für diese Annahme spräche auch die Richtung der Achsenebene der Flexur. In der Fortsetzung dieser Linie läge der Sprung, der zwischen dem Kalk der Pegnitzquelle und dem Werkkalk der Raumergasse hindurchgeht. Trotzdem ist ein direkter Zusammenhang nicht notwendig, zumal die Richtung der Eiskeller-Verwerfung dem scheinbar widerspricht. Freilich ist westlich in den Steinbrüchen am Buchauer Berg in einer Entfernung von nicht ganz 200 m vom Eiskeller nichts von einer Verwerfung zu bemerken, wenn man nicht die kleinen Abweichungen im Streichen der Schichten damit in Zusammenhang bringen will; aber die Sprunghöhen sind ja so gering, daß diese Verwerfungen schon vorher ausstreichen können. Betrachten wir das Ergebnis, wenn wir diese Buchauer Berg-Verwerfungen nach Osten verfolgen.

Am Bahnübergang bzw. im ersten Bahneinschnitt südlich von Pegnitz finden wir den Ornatenton in einer Höhe von 423 m. Etwa 250 m nördlich steht in derselben Höhe der Eisensandstein des unteren braunen Jura an. Die Ornatenschichten finden wir beim Verfolgen der Staatsstraße nach Bayreuth am Zipser Berg etwa 30 m höher. Wenige Schritte weiter führen uns rechts ab in den Steinbruch von KARL HÖSCH. Hier ist der Werkkalk mit *Peltoceras bimammatum* QUENST. aufgeschlossen. Die Schichten sind, wie Taf. I, Fig. 2 zeigt, von mehreren kleinen Verwerfungen durchzogen. Wir messen von N nach S nebeneinander:

1.	Streichen	N 42° W,	Fallen	19°	SW
2.	-	N 45° W,	-	21°	SW
3.	-	N 20° O,	-	10°	O
4.	-	N 60° O,	-	20°	SO
5.	-	N 16° O,	-	40°	O
6.	-	N 5° O,	-	27°	O
7.	-	N 98° O,	-	27°	SW

(westlich gegenüber von 2).

Zwischen 4 u. 5 befindet sich eine Spalte mit Bergmilch. In einem Steinbruch am Galgenberg (südöstlich) zeigen die Schichten ein Streichen von N 39° W bei einem Einfallen von 8° nach SW. Zwar lassen sich diese Verwerfungen mit denen am Buchauer Berg nicht in einen direkten Zusammenhang bringen, wohl aber verdanken sie ihre Entstehung der gleichen Ursache. Schon vorhin betonten wir den Höhenunterschied der Ornatenschichten am Bahneinschnitt und am Zipser Berg. Auch zwischen Buchauer Berg und Stadt Pegnitz wurde die Differenz hervorgehoben. Mit Recht dürfen wir hier eine Nebenverwerfung annehmen,

die in dem Erlenweiher-Tal westlich der Bahn, in dem Waidmannsbach-Tal östlich der Bahn zu suchen ist. Diese Verwerfung, deren Sprunghöhe insgesamt 30 m beträgt — auch am Buchauer Berg steht der Ornatenton in einer Normalhöhe von etwa 450 m an, wie die Untersuchung des Ostabhanges lehrt —, zerlegt sich in eine Reihe von treppenförmigen Verwerfungen, deren Sprunghöhe durchschnittlich so gering ist, daß man ihr Vorhandensein leicht übersieht, und zur Erklärung der Höhendifferenz eine allgemeine Neigung der Schichten heranzieht.

Wenn wir die geologischen Verhältnisse des Waidmannsbachtales näher verfolgen, so finden wir an der flachen, nach NW vorspringenden Zunge des Gunzer Berges lehmige Überdeckungsgebilde, die mit dem Ziegellehm des Pegnitzer Gebietes identisch sein dürften. Außerdem liegen an den Rainen und Feldwegen die großen kantigen Quarzsandsteinblöcke, die meist als Verwitterungsreste einer ursprünglich weitausgedehnten Ablagerung des Veldensteiner Sandsteins angesehen werden. In einem Steinbruch am Südabhange des Galgenberges findet sich Werkkalk mit einem Streichen von N 39° W und einem Fallen von 8° nach SW. An der Biegung des Tales nach NO, oberhalb der Straße nach Neuhof-Troschenreuth sind in einem Steinbruch die unteren Tenuilobatenschichten aufgeschlossen. Die Schichten liegen ungefähr horizontal, stellenweise ist eine schwache Neigung von weniger als 5° nach SW zu beobachten. Am Nordabhang des Gunzer Berges sind, etwas westlich von der Wegteilung Neuhof-Hainbronn, auch ungefähr an der Grenze zwischen Tenuilobaten- und Bimammatenstufe, Werkkalke aufgeschlossen, die bei einem Streichen von N 80° W mit 15° nach S einfallen. Südlich davon, oberhalb des kleinen Steinig, zeigen dieselben Schichten ein Streichen von N 30° O bei einem Einfallen von 15°—20° nach SW. Östlich der Wegteilung stehen in einem kleinen Aufbruch die oberen Bimammatenschichten mit *Perisphinctes Tiziani* Opp. an. Etwa 400 m östlich der Wegteilung ragen graue Kalke heraus, die in ähnlicher Weise wie am Galgenberg gestört sind, aber die Richtung der Störungslinie steht zu jenen ungefähr senkrecht. Das Alter dieser Kalke war wegen ihrer Versteinerungsarmut nicht sicher festzustellen. Das Streichen und Fallen beträgt von West nach Ost:

Str. O — W, F. 4° S.
- N — S, - 14 O.
- N — S, - 20 W.
- N 18° W, - 14 W.

Da bei weiterem Verfolgen der Schichten nach Osten keine Anzeichen von Störungen zu erkennen sind, so gehen wir wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß eine Querverwerfung die Waidmannsbachtal-Verwerfung abschneidet. Über den weiteren Verlauf dieser Querverwerfung, die, wie die eben beschriebenen Aufschlüsse anzudeuten scheinen, der v. GÜMBELschen Randverwerfung ungefähr parallel läuft, läßt sich bei ihrer geringen Sprunghöhe und bei dem Fehlen von Aufschlüssen nichts angeben, wenn man nicht die ungefähr in ihrer Fortsetzung verlaufende Biegung des Rotgrabens bei Hainbronn, zwischen dem hinteren Hainberg und „in der Flur", mit ihr in Zusammenhang bringen will.

Auch über die Fortsetzung der Sprünge, die den Bahneinschnitt durchschneiden, nach N bzw. NW ist nichts direkt zu ermitteln.

2. Der Wasserberg bei Pegnitz.

Seinen Namen „Wasserberg" führt er wohl daher, daß am Fuße seines Nordabhanges bei der Röschmühle der stärkere Arm der sich kurz vorher teilenden Pegnitz in einem natürlichen Tunnel im Berge verschwindet. Auch der östliche Arm gibt einen Teil seines Wassers durch mehrere Sauglöcher in den Berg ab. Ein besonders schön ausgebildetes, fast genau kreisrundes Saugloch von fast $^3/_4$ m Durchmesser, das man 1904 beobachten konnte, war im Frühjahr 1905 durch die Eisenbahnverwaltung zugeschüttet worden, und es hatten sich an seiner Stelle zwei neue kleinere gebildet.

Ich benutzte eine im Herbst 1906 sich bietende Gelegenheit, um den Wassertunnel der Pegnitz zu begehen. Am 15. und am 17. November betrat ich den 7 m unter der Straße liegenden Gang, das zweite Mal begleitet von einem jungen Pegnitzer Maurer, der mir beim Abmessen behilflich war. Der etwas unbequeme Einstieg erfolgte an einem der riesigen Schaufelräder der Mühle. Dann ging es etwa 15 m weit in dem gut 2 m hohen, gemauerten Mühlgang bis zu dem Schacht, der südlich der Straße hinabführt. Durch diesen Schacht wurde die Tiefe der Gangsohle mittels Lot festgestellt. Von diesem Schacht aus führt der ziemlich genau von Nord nach Süd gerichtete gemauerte und überwölbte Mühlgang noch 8 m in den Berg hinein. Dann ändert sich die Richtung des Tunnels in N 45° W, und die gemauerte Decke macht der natürlichen Platz. Gleichzeitig erniedrigt sich die Höhe des Ganges auf 1,20 m. Auf beiden Seiten ist jedoch die Mauer noch 8 m weitergeführt. Gleich an der

rechten Ecke der Biegung zeigt die Mauer zwei Lücken, und das Licht der Azetylenlaterne ließ erkennen, daß die natürliche Breite des Ganges hier ziemlich beträchtlich und eine Neigung der Schichten nach Westen bzw. Südwesten unverkennbar ist. Mit Hilfe von Stangen konnte ich feststellen, daß in 3,12 m bzw. 4,25 m Entfernung der Gang durch eine ungefähr von N nach S verlaufende Linie abgeschlossen wird. Im Süden schließt der Kalk auf etwa 3 m den Gang in der Richtung O—W ab, dann scheint sich nach Süden ein Nebengang abzuzweigen; nach Norden stießen wir, soweit wir mit den Stangen kamen, auf keinen Widerstand. Hinter der Mauer stützt ein natürlicher Pfeiler die Decke.

An der Stelle, wo die Mauer aufhört, zweigt sich links eine Spalte ab, während der etwa 1 m breite Hauptgang, dessen Seiten jetzt von Kalkfelsen gebildet werden, noch 2 m in derselben Richtung weiter verläuft. Die Spalte, die sich etwa 2,80 m weiter verfolgen läßt, streicht in der Richtung N 75° W. Der Hauptgang biegt 2 m südwestlich von hier nach N 67° W um. Wieder mündet eine von Westen kommende Spalte rechts ein. An der Mündung 40 cm breit, verengt sie sich auf einer Strecke von 2 m beträchtlich, um sich dann unvermittelt wieder zu erweitern. Da die Stange bei 3,90 m auf Widerstand stieß, liegt die Annahme nahe, daß sich hier die Richtung der Spalte ändert, und sie von Norden oder Nordosten kommt. Vielleicht steht sie mit der an der ersten Biegung abzweigenden in Zusammenhang.

In dem dritten Teil des Hauptganges ist, 1 m von der Biegung entfernt, auf der linken Seite noch einmal eine 2 m lange Mauer errichtet. Gegenüber der Stelle, wo die Mauer aufhört, geht rechts ein 38 cm breiter Gang in der Richtung N 65° W ab, der sich nach 2,70 m wieder mit dem Hauptgang vereinigt. Gleichzeitig vertieft sich die Sohle des Bachbettes ziemlich rasch um etwa 40 cm, so daß uns das Wasser, das nie ganz abläuft, bis an die Knie reichte. Die Höhe des Ganges beträgt hier 1,60 m. Der Hauptgang erweitert sich durch eine links anschließende, breite Nische in der Richtung N 82° O auf 1,80 m Breite, dann biegt er scharf um nach N 15° W.

Von der Nische aus gelangt man durch eine knapp 35 cm breite Spalte in einen Schlot, der reichlich 6 m hoch ist. An den Seiten tropft das Wasser herunter, und die Gesteinsfugen sind mit einem dünnen lehmigen Überzug überdeckt. Der Schlot gibt schätzungsweise bequem 5 bis 6 Menschen nebeneinander Raum. Auf von der Decke herabgestürzten Trümmern kann man durch Klettern etwa die halbe Höhe des Schlotes erreichen.

1 m südlich von der Nische zweigt sich wieder links eine schmale Spalte ab; ihre Richtung ist N 5° O. Sie läßt sich $2^1/_2$ m weit verfolgen. Schräg gegenüber mündet rechts die vorher erwähnte schmale Abzweigung wieder ein und daneben in ungefähr einem halben rechten Winkel zu ihr eine Spalte, die sich 2 m weit verfolgen läßt.

Das weitere Vordringen im Hauptgang, der wieder die Richtung N 60° O annimmt, war sehr erschwert dadurch, daß sich hier ein großer Haufen Schlamm abgesetzt hatte, in dem man fortwährend stecken blieb. Das erste Mal kehrte ich nach erfolglosen Versuchen, weiter zu gelangen, um. Bei dem zweiten Besuch des Pegnitz-Tunnels gelangte ich, stellenweise kriechend, noch 4 m weit über den zähen Brei. Zwar erweitert sich jetzt der Gang wieder auf etwa $1^3/_4$ m, aber ein siphonartig vorgelagerter Felsblock gebietet Halt. Er hat die Gestalt eines rechtwinkligen Parallelepipedons und springt mit einer Kante in den Gang vor. Die linke Seitenfläche hat 1 m Kantenlänge. Das Wasser fließt seitlich durch schmale Spalten weiter; ob es auch über den Felsblock hinweg einen Abfluß hat, konnte ich nicht ermitteln, da ich in meiner beengten Lage nicht aufsehen konnte, und ein Umdrehen durch das in dem Gang stehende Wasser ausgeschlossen war.

Im ganzen bin ich, von dem Schacht aus gerechnet, 27 m in den Berg eingedrungen.

Die Pegnitz fließt rund 300 m (in der Luftlinie) unterirdisch und kommt an dem Südostabhang des Berges wieder zum Vorschein. Außer dem Hauptarm fließt das Wasser aus mehreren Spalten in kleinen Rinnsalen zu Tal. Ihre Zahl wechselt. Im Herbst 1903 zählte ich sieben, im Herbst des regenarmen Jahres 1904 nur drei, im Jahre 1905 nach einem starken Gewitter zwölf. Eine rechts oberhalb des Ausflusses sichtbare Höhlung läßt eine Verbindung mit dem Wassertunnel nicht erkennen. Sie ist zwar etwas höher, als der Eingang vermuten läßt, doch gestattet sie nur eine kriechende Fortbewegung. Sie ist erfüllt von Werkkalktrümmern der oberen Bimammatusstufe, die von Zeit zu Zeit von der Decke herabstürzen.

Vor zwei Jahren führte Herr Ingenieur AIGNER aus Nürnberg Färbeversuche mit Fluorescinnatron aus, deren Verlauf ich nach seiner gütigen Mitteilung hier berichte:

„I. Färbung; vom Pegnitzfluß aus, bei dem Saugloch nahe der Eisenbahnbrücke.

Beginn der Färbung: $1^h\ 40^{min}$. Ende: $1^h\ 50^{min}$. Das erste grüngefärbte Wasser erschien um $2^h\ 43^{min}$ an der unteren Seite des Wasserberges, brauchte also

zum Durchfließen der rund 350 m langen unterirdischen Strecke 63^{min}; Ende des Abflusses von gefärbtem Wasser: $3^{h}\ 7^{min}$.

II. Färbung; vom Unterlauf des Werkkanals der Röschmühle aus.

Beginn der Färbung: $3^{h}\ 25^{min}$. Erstes gefärbtes Wasser erschien um $4^{h}\ 17^{min}$. Zeitdauer des Durchflusses $= 52^{min}$. Die Wassermenge im Werkkanal war ungefähr dreimal so groß als jene im Pegnitzfluß."

Der Verlauf der ersten Färbung ergibt eine Zeitdauer von 63 bzw. 77 Min. Die Entfernung des Saugloches bis zum Ausfluß beträgt in der Luftlinie 300 m; das entspräche einer Geschwindigkeit von 0,079365 m bzw. 0,064935 m in der Sekunde. Wenn wir mit Einrechnung etwaiger Umwege, die die Pegnitz in ihrem unterirdischen Lauf einschlägt, den zurückzulegenden Weg in Übereinstimmung mit AIGNER auf 350 m veranschlagen, so erhalten wir für Färbung I eine Geschwindigkeit von 0,092568 m bzw. 0,075758 m, für Färbung II von 0,112179 m in der Sekunde.

Zum Vergleich füge ich einige Geschwindigkeitsmessungen bei, die Herr Magistratsrat FR. REICHEL aus Pegnitz auf meine Bitte am 9. und 10. Mai d. Js. (1907) ausgeführt hat. Es ist mir eine angenehme Pflicht, ihm an dieser Stelle für sein nie ermüdendes Wohlwollen und Entgegenkommen bei allen meinen Untersuchungen aufs herzlichste zu danken.

Die Versuche wurden in zwei Reihen ausgeführt, indem einmal die zurückgelegte Wegstrecke des Wassers in einer bestimmten Zeit, sodann zur Kontrolle die Zeit für eine bestimmte Strecke gemessen wurde. Ich habe sämtliche Messungen auf die Zeiteinheit einer Sekunde umgerechnet. Als Material wurde Sägemehl bzw. Sägespäne verwendet. Da bekanntlich das Wasser an der Oberfläche durch den Reibungswiderstand der Luft sich etwas langsamer vorwärts bewegt als in der Mitte, so dürften die Zahlen eher etwas zu niedrig als zu hoch sein. (Vgl. die nebenstehende Tabelle.)

Die mittlere Geschwindigkeit der oberirdisch fließenden Pegnitz, 0,39 m in der Sekunde, ist über viermal so groß als die mittlere Geschwindigkeit des unterirdischen Armes beträgt (0,093502 m). Dieser Geschwindigkeitsunterschied dürfte sich dadurch hinreichend erklären, daß das Wasser, wie ja auch aus dem oben Gesagten hervorgeht, sich in mehrere Spalten verteilt, wodurch die Widerstand bietende Reibungsfläche vergrößert wird.

An Tieren fanden sich in dem Wassertunnel eine troglophile Spinne *Meta menardi* LATR. (nach der Bestimmung von

Tabelle der Wassergeschwindigkeit der Pegnitz.

Es wurden in einer Sekunde zurückgelegt:

Ort der Messung:		Wegstrecken in Metern: von den ersten:	von den meisten:	von den letzten:	im Mittel:
1. Unterhalb der Eisenbahnbrücke bei der Röschmühle . .	a)	0,41250	0,33000	0,20625	0,31625
	b)	0,83333	0,45455	0,50000	0,59596
2. Oberhalb der Fallhütte (Abdeckerei)	a)	0,35583	0,28467	0,17792	0,27281
	b)	0,71429	0,58442	0,45455	0,58442
3. Unterhalb der Fallhütte	a)	0,25833	0,20667	0,10871	0,19124
	b)	0,33333	0,29167	0,25000	0,29167
4. Etwas weiter unterhalb der Fallhütte	a)	0,20000	0,16000	0,08507	0,14836
	b)	0,27778	0,23889	0,20000	0,23889
5. Zwischen Wasserberg und Burgstall	a)	0,40583	0,37462	0,24974	0,34340
	b)	0,50000	0,37500	0,25000	0,37500
6. Nach dem Auslauf aus dem Wasserberg	a)	0,59167	0,50714	0,39444	0,49775
	b)	1,25000	0,83333	0,50000	0,86111
Im Mittel		0,51107	0,38666	0,28139	0,39307
			im Mittel	0,39304	
7. Im Wasserberg zwischen Saugloch und Ausfluß		0,092568		0,075758	
8. Im Wasserberg zwischen Mühlgang und Ausfluß		0,112179			
			im Mittel	0,093502	

1—6 nach den Messungen von Magistratsrat Reichel, Pegnitz.
7—8 nach den Messungen von Ingenieur Aigner, Nürnberg.

Herrn Prof. DAHL, Kustos am Zoologischen Museum zu Berlin), die ich in der Nähe des Schachtes in etwa 20 Exemplaren beobachtete; ferner *Gammarus pulex* L., der durch das Fehlen des Pigmentes sich als Höhlenbewohner auswies[1]), und endlich ein kleines Tier, das wohl *Gammarus puteanus* KOCH gewesen sein dürfte. Da ich Fanggeräte nicht bei mir hatte, gelang es mir leider nicht, ein Exemplar zu erlangen.

Am Südabhang des Wasserberges ist das Austreten des Sprunges mit Sicherheit nicht zu erkennen. Zwar zeigen die Kalke die Einwirkungen eines starken Druckes in dem gerade hier besonders häufigen Vorkommen von verdrückten Versteinerungen, wie es DAUBRÉE[2]) aus stark gestörten Gebieten bereits beschrieben hat. Aber die Grenze zwischen dem westlich anstehenden Dolomit und Pseudomutabiliskalk und dem östlich anstehenden Tenuilobatenkalk mit *Avicula similis* GOLDF. ist teils durch Überwachsung, teils durch die Unzugänglichkeit des Geländes nicht gut festzustellen. Dazu kommt, daß westlich vom Austritt der Pegnitz *Avicula similis* GOLDF. diesseits der Verwerfung nur wenige Meter höher sich findet als dasselbe Fossil am Südostfuß des jenseits der Verwerfung liegenden Lochberges. Diese eigentümliche Erscheinung erklärt sich durch einen rechtwinklig zu unserer Verwerfung verlaufenden Sprung zwischen Lochberg und Steinberg, der ein Aufbruchstal mit Absenkung der südlichen Talwand verursacht hat (vgl. unten Abschnitt 4, S. 52).

Benützen wir den Feldweg, der sich etwa 200 m vor der Röschmühle von der Straße nach Hainbronn südwärts abzweigt, so gelangen wir auf der Höhe des Wasserberges zu einer Stelle, wo die Verwerfung den Weg kreuzt; westlich erheben sich aus dem Boden Felsen und Kuppen von Dolomit, östlich liegen auf den Äckern ins Tal reichend Kalke mit *Oppelia tenuilobata* OPP. und anderen Versteinerungen dieser Stufe. Eine nähere Untersuchung des Eisenbahneinschnittes zeigt uns, daß der östlich der Verwerfung gelegene Teil des Wasserberges aus den oberen Werkkalkschichten (Zone des *Perisphinctes Tiziani* OPP.) und den unteren Tenuilobatenschichten zusammengesetzt ist. Westlich befindet sich dicht am Wege, fast unmittelbar auf der Verwerfung, eine Sandgrube, die sogenannte Meistersgrube. Als ich sie zum ersten Male sah, war sie 4 m tief ausgegraben und zeigte am Grunde

[1]) Die Originale befinden sich im Besitz des Zoologischen Museums zu Berlin.

[2]) DAUBRÉE, A.: Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Autoris. deutsche Ausgabe von ADOLF GURLT. Braunschweig 1880. S. 354.

schneeweißen, mittelkörnigen Quarzsand mit tonigen Beimengungen. Sie stürzte bald darauf infolge eines längeren Regens ein. Ich ließ daneben, etwas näher am Dolomit, eine neue Ausgrabung vornehmen, um ein genaues Profil der beteiligten Schichten zu erhalten. Ich gebe hier das gewonnene Profil (vgl. auch Fig. 1 auf S. 19):

1.	Sandige Ackerkrume mit Dolomitbrocken, die wohl von dem Felsen seitlich herabgestürzt waren, mit Hornsteinknollen und mit spärlichen abgerollten, dunkelbraunroten Eisensandsteinstücken durchsetzt	45 cm
2.	Ackerkrume, mit Lehm gemischt, mit Schlieren von stark quarzhaltigem, dunkelrotbraunem Sand. In dem Lehm fanden sich dieselben Eisensandstein-Rollstücke wie bei 1, nur etwas reichlicher	90 -
3.	Lettiger Lehm, teils weiß, teils gelblichbraun gefärbt	23 -
4.	Übergangsschicht	10 -
5.	Feinkörniger Quarzsand mit festen Sandsteinbrocken	21 -
6.	Lehmig-tonige, knetbare Schicht, hellgrünlichgrau	26 -
7.	Quarzsand	8 -
8.	Lehmletten wie 3.	12 -
9.	Rötlichgelber Quarzsand	15 -
10.	Weißer mittelkörniger Quarzsand und Sandstein mit tonigen Beimengungen	65 -
		Sa. 3,15 m

Mit dem Handbohrer ließ sich diese Schicht noch etwa 1 m tief verfolgen.

Die weiteren Ausgrabungsarbeiten wurden wieder durch Einsturz infolge eines heftigen Regens zum Stillstand gebracht.

In dem Eisenbahneinschnitt zeigt das westliche Profil die ungestörte Lagerung der Kalkschichten, die überdeckt werden von lehmiger Ackererde, von sandigem Lehm mit Eisensandsteinknollen und von wenig mächtigen Sanden. Das östliche dagegen zeigt dieselben Schichten wie die oben erwähnten. Ein genaueres Profil läßt sich hier nicht feststellen, da alljährlich an dieser Stelle Abrutschungen vorkommen, die die Lagerung der Schichten verwischen. Die sandige Ablagerung am Wasserberg ist für eine Altersbestimmung der Randverwerfung von Wichtigkeit. Diese ist

nicht nur älter als die Sandablagerung, sondern es muß auch zwischen der Entstehung jener und der Verwerfung eine lange Zeit verflossen sein, in der der obere Jura nordöstlich der Verwerfung trocken lag, so daß die Verwitterung den Dolomit, den Schwammkalk und die oberen Tenuilobatenschichten (wenigstens zum Teil) abtragen konnte.

Diesseits wie jenseits der Verwerfung finden sich jene eigentümlichen Quarzsandsteinblöcke, die man mit riesigen Windkantern vergleichen könnte.

An unserem Aufschlusse sind ihre Beziehungen zu den auf- und unterlagernden Schichten nicht so klar zu erkennen wie in dem Lehmbruch bei der Ziegelhütte in Pegnitz-Altstadt. Dort befinden sich die Quarzsandsteinblöcke, wie deutlich zu erkennen ist, im Liegenden des ungefähr 5 m mächtigen Lehmes.

Wenn wir nach diesen Erläuterungen unser Profil genauer betrachten, so erkennen wir, daß wir zwei Niveauveränderungen am Wasserberg vermuten dürfen. Bei der ersten, älteren Verwerfung ist der westliche Flügel gesunken, da der Dolomit bzw. der Pseudomutabiliskalk in derselben Höhe ansteht, wie östlich der Tenuilobatenkalk und der untere Malm. Dann hat die Verwitterung eingegriffen und die Ablagerungen des oberen Malm östlich der Verwerfung abgetragen. Auf dem eingeebneten Gebiet haben sich die Letten-, Sand- und Sandsteinschichten abgelagert, deren Reste wir in den Schichten 5—10 unseres Profiles erkennen. Nunmehr ist an derselben Bruchlinie der östliche Flügel abgesunken, so daß auch die Sande disloziert wurden. Die Abtragung hat dann von neuem eingesetzt, und vielleicht sind die Quarzsandsteinblöcke die letzten Zeugen einer ursprünglich bedeutend mächtigeren Ablagerung. Daß sie sich heute beiderseits der Verwerfung im gleichen Niveau befinden, beweist bei ihrer großen Widerstandsfähigkeit noch keineswegs, daß sie bzw. die Schichten, denen sie entstammen, nicht auch von der zweiten Verwerfung betroffen wurden. Die lehmige Überdeckung jedoch ist sicher jünger.

Die Schichten 5—10 unseres Profils haben sich jenseits der Verwerfung nicht auffinden lassen. Trotzdem ist ihr Vorhandensein neben dem Dolomit und über den Tenuilobatenkalken nicht notwendig dnrch eine zweite Verwerfung bedingt, zumal ihre Mächtigkeit eine relativ geringe ist. Es kann sich um eine einfache Anlagerung auf dem unebenen Meeresboden handeln.

Leider ist die Unsicherheit in der Altersbestimmung der

Sande im allgemeinen eine so große, daß wir ohne Versteinerungen davon absehen müssen, mehr als eine mit allem Vorbehalt zu gebende Vermutung auszusprechen. Wie aus unseren Ausführungen über die Albüberdeckung zu ersehen ist, lassen sich die weißen Sande und Sandsteine mit den cenomanen oder mittelturonen Schichten vergleichen, die v. GÜMBEL in seinem Betzensteiner Kreideprofil angibt[1]). Dann wäre die erste Verwerfung präcenoman, bzw. präturon. Bereits v. GÜMBEL berichtet im Frankenjura S. 604 von großartigen Spalten präcenomanen Alters („zwischen der Entstehung der Sohlenhofener Plattenkalke und des Grünsandsteins bei Regensburg"), die parallel mit dem alten Urgebirgsrande des Bayerischen Waldes, d. h. also in herzynischer Richtung, verlaufen. „Wahrscheinlich fanden längs dieser Spalten auch Dislokationen statt, welche die östlichen Randstücke des Frankenjura in eine tiefere Lage versetzten." Diese Annahme hat vor 6 Jahren durch die Untersuchungen POMPECKJs[2]) eine wichtige Bestätigung erhalten. Er berichtet auf Seite 209: „Daß vorcenomane tektonische Bewegungen sich im süddeutschen Juragebiet abspielten, erschließt sehr schön der große Steinbruch bei Kapfelberg a. d. Donau (O von Kehlheim, SW von Regensburg). Dickbankige Plattenkalke des jüngsten süddeutschen Malm, mit den Resten eines jetzt fast ganz abgebauten Stockes Diceraskalk, fallen unter 15°—20° gegen Südost; sie sind überlagert durch nahezu horizontal liegende Bänke von cenomanem grünen Sandstein. Das Cenomanmeer transgredierte hier über bereits dislozierten Malm."

Für die Beobachtung posthumer Verwerfungen sei es mir gestattet, noch einige wichtige Beispiele heranzuziehen. Der Ausdruck „posthume Faltung" wurde 1886 von SUESS geprägt, und zwar im XCIV. Bande der Sitzungsberichte der Kais. Akademie der Wissenschaften (I. Abt., Dezember-Heft, Seite 4). Bei Besprechung der englisch-französischen Störungslinien im II. Bande des „Antlitz der Erde" 1888 gibt er eine genauere Definition: „Das Gebirge war am Schlusse der Karbonzeit gefaltet, ist dann mit jüngeren Sedimenten bedeckt, dann versenkt worden, und dann hat an derselben Stelle eine Faltung der jüngeren Sedimente in dem alten Sinne stattgefunden." (S. 114.)

---

[1]) Frankenjura 1891, S. 426.

[2]) POMPECKJ, J. F.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jahresh. XIV, 1901. München 1901.

In einer Arbeit „Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris“ kommt M. BERTRAND[1]) zu dem Ergebnis, „que dans le Boulonnais il y a eu des plissements entre le Jurassique et le Crétacé, et que ces plissements se sont produits exactement sur l'emplacement des plis plus récents“. Ja, er kommt durch weitere Beobachtungen zu noch allgemeineren Schlüssen (S. 144): „La vérification faite pour le Boulonnais se poursuit tout autour du Bassin de Paris, sur les bords du Plateau central aussi bien que sur ceux du Massif armoricain, et elle se retrouve en Angleterre sur le bord occidental du Bassin de Londres. Partout les couches jurassiques ont été plissées avant le retour de la mer crétacée; partout ces plis coincident, comme emplacement et comme direction, aves les plis plus récents qui ont affecté les terrains crétacés et tertiaires; partout cette direction commune prolonge ou accompagne celle des plis paléozoiques les plus rapprochés.“

Neuerdings hat STILLE „präkretaceische Dislokationen von Hunderten von Metern Sprunghöhe“ aus Westfalen beschrieben[2]). STILLE verlegt die in nordwestlicher Richtung streichende Verwerfung in die jüngste Jurazeit, da sich im Serpulit von Bielefeld Muschelkalk-, Keuper- und Juragerölle finden[3]). An einigen der westfälischen Dislokationen hat eine zweite Verschiebung „in jüngerer Zeit“ stattgefunden[2]). (S. 322.)

Jene Erscheinungen entsprechen zeitlich wie sachlich denen am Wasserberg unter der oben als wahrscheinlich bezeichneten Voraussetzung, daß die Sande 5—10 des Wasserbergprofils kretaceische sind. —

3. Der westliche Pegnitzarm.

Auffallend ist, daß wir im Bahneinschnitt Wasserberg die Grenze zwischen Tenuilobaten- und Bimammatenschichten aufgeschlossen finden in einer Höhe, in der im Bahneinschnitt

---

[1]) Bull. de la soc. géol. de France. 3. sér. XX. Paris 1892. S. 118—165.

[2]) STILLE, H.: Über präkretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Egge-Gebirges. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u. Bergak. (1902). Berlin 1903.

[3]) STILLE, H.: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u. Bergak. (1905). Berlin 1905. S. 111.

STILLE, H.: Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. Diese Zeitschrift 57, Monatsber. 4. Berlin 1905. Jahrg. 1905. S. *168*.

Pegnitz die unteren Bimammatenschichten anstehen. Die Entfernung zwischen beiden beträgt 245 m. Auch das Einfallen der Schichten ist entgegengesetzt. Am Bahneinschnitt Pegnitz betrug die südlichste Messung N 45° W, F. 15° NO. Am Bahneinschnitt Wasserberg wurden westlich der Bahn folgende Messungsergebnisse beobachtet:

Str. N 62° O, F. 11° SO
- N 45 O, - 11 SO
- N 70 O, - 11 S.

Zwischen beiden Einschnitten fließt der östliche Arm der Pegnitz hindurch, der bei der Röschmühle nach NO abbiegt. Das Tal behält über einen halben Kilometer diese Richtung bei, dann biegt es wieder nach SSO um. Diese Richtung läßt sich aber nach NNO über die westliche Talbiegung hinaus bis an die Neuhof-Troschenreuther Straße verfolgen, indem ein Terraineinschnitt die Hauptmasse des Gunzer Berges von der westlichen Erhebung so scheidet, daß nur ein schmaler Kamm die Verbindung aufrecht erhält. Etwa 200 m von Hainbronn biegt die Pegnitz ein kurzes Stück nach SW um, dann fließt sie 360 m (Luftlinie) nach NO — in fast mathematisch genauer Fortsetzung des Hauptsprunges im Bahneinschnitt Pegnitz (N 35° O) —, biegt wieder nach SW ein, vereinigt sich nach 100 m (Luftlinie) mit dem Wasserbergarm und fließt westlich der Eisenbahn zwischen Burgstall und Lochberg nach S bzw. SO und, wieder östlich der Bahn, nach OSO bis Hainbronn.

Verfolgen wir von Pegnitz aus den Weg, der am Abhang des Gunzer Berges entlang, östlich der Pegnitz, oberhalb der Feldweg- und Großanger-Äcker und der Hierleite nach Hainbronn führt, so wandern wir in einer Höhe von etwa 450 m, wenige Meter oberhalb der Grenze zwischen Bimammaten- und Tenuilobatenschichten, die hier, wie der Steinbruch von Neubauer-Pegnitz etwas unterhalb des Weges zeigt, nach N 73° W streichen und mit 9° nach S einfallen. In derselben Höhe bzw. noch niedriger sind am gegenüberliegenden Burgstall die Pseudomutabiliskalke zu sehen, am Wasserberg die oberen Tenuilobatenschichten.

Betrachten wir die westlichen Ablagerungen des Wasserberges, so finden wir im Norden (südwestlich der Röschmühle) unter den Dolomiten, ca 16 m unter dem Gipfel, also in 435 m Höhe, auf 5 m den Schwammkalk der Pseudomutabilisstufe aufgeschlossen. Die Schichten fallen mit 10° nach W ein. Im Süden sind an dem Wege westlich parallel der Bahn auf der Höhe in einem kleinen Aufschluß gelbliche

Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Pegnitz.
Maßstab ungefähr 1 : 100000.

Alluvium

Lehmige Albüberdeckung

Veldensteiner Sandstein

Frankendolomit

Grobklotziger und normaler Schwammkalk. Stufe des *A. pseudomutabilis*

Oberer grauer Kalk und Mergel St. d. *A. tenuilobatus* u. *polyplocus*

Werkkalk und unterer grauer Kalk und Mergel. Stufen d. *A. bimammatus* u. *transversarius*

Schwammfacies der Stufen 6 und 7

Oberer Dogger

Mittlerer Dogger

Unterer Dogger

Vom Verfasser beobachtete Verwerfungen

Wahrscheinliche Fortsetzung der Verwerfungen

Diaklasen

Als Grundlage für die Eintragungen diente die von v. GÜMBEL herausgegebene geognostische Karte des Kgr. Bayern in viermaliger auf photographischem Wege hergestellter Vergrößerung.

Kalke entblößt, in denen sich nicht selten *Oppelia tenuilobata* OPP. findet. In dem Wäldchen, das sich nach Süden hinabzieht, finden sich in den das Gehänge reichlich bedeckenden, teilweise mergeligen Kalken zahlreiche Perisphincten der Polyplocus-Gruppe und andere Versteinerungen der mittleren Tenuilobatenschichten. Verfolgen wir den Abhang weiter nach Westen, so finden wir jenseits der ersten Einbuchtung bereits in der Höhe des Bahndammes (etwa 421 m üb. M.) die oberen Tenuilobatenschichten mit zahlreichen Exemplaren von *Avicula similis* GOLDF. Die Schichten fallen mit 10° nach SW ein. Noch weiter westlich steht in derselben Höhe Dolomit an. Aus diesen Beobachtungen lassen sich vielleicht auch hier außer der von v. AMMON beschriebenen noch mehrere Verwerfungen vermuten. So halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß in dem Tal zwischen Wasserberg-Burgstall und dem Gunzer Berg eine Verwerfung verläuft; eine Querverwerfung zwischen der westlichen Fortsetzung des Gunzer Berges (Bahneinschnitt Pegnitz) und Röschmühle-Wasserberg würde die Differenz in der Lage und Höhe der Schichten leicht erklären. Die Hauptverwerfung zieht sich zwischen den Tenuilobatenschichten und dem Dolomit über den Wasserberg, wo sie wohl auch durch Zertrümmerung des Gesteines der Pegnitz die Möglichkeit geboten hat, sich unterirdisch einen Weg zu suchen. Über ihre weitere Fortsetzung kann man zweifelhaft sein. Steht sie mit der oben beschriebenen Verwerfung, die sich vom Westabhang des Schloßberges zur Flurgasse zieht, in Zusammenhang, so müßte sie südlich der Altstadt einen großen Bogen machen. Nimmt man an, daß sie ihre Richtnng beibehält, so steht der Annahme nichts im Wege, daß sie an dem Südende des Dammes vorbei über die Wiesen, dann westlich der evangelischen Kirche hindurch streicht. Dann wäre die Verwerfung westlich der Pegnitzquelle ihre gegebene Fortsetzung. Für den weiteren Verlauf der Verwerfung am Westabhang des Schloßberges geben die Verhältnisse am Lochberge eine Erklärungsmöglichkeit.

4. Lochberg-Burgstall.

Der Lochberg wird von mächtigen Dolomitfelsen gekrönt, in denen sich mehrere kleine Höhlen befinden. Darunter stehen geschichtete, Hornstein führende Kalke der Pseudomutabilisstufe an, die am Südostabhange des Lochberges und an einer östlich vorspringenden Zunge deutlich entblößt sind. Der Schwammkalk zeigt ein Streichen von N 10°—15° O und

fällt mit 15° nach W ein. Am Fuß der vorspringenden Zunge kommen in einer Höhe von etwa 420 m Tenuilobatenschichten mit *Avicula similis* zum Vorschein. Die Grenze zwischen den Pseudomutabilis- und Tenuilobatenschichten ist nicht sicher festzustellen.

Südlich vom Lochberg erhebt sich der Arzberg, dessen Ostfuß, auf dem Katasterblatt als Steinberg bezeichnet, von der Eisenbahn angeschnitten ist. In diesem Aufschluß, der schon von v. AMMON[1]) erwähnt wird, sehen wir unter dem Dolomit die Pseudomutabiliskalke bis zu dem Bahngeleise noch 5 m mächtig anstehen. Sie zeigen bei einem Streichen von N 30° W ein Einfallen von 5°—6° nach SW. Der Bahnkörper hat hier 418 m Höhe, die Grenze zwischen Kalk und Dolomit liegt also in 423 m Höhe. Am Lochberg liegt dieselbe Grenze in etwa 435 m Höhe. Daraus folgt, daß zwischen beiden Bergen eine Verwerfung hindurchstreicht, deren saigere Sprunghöhe 12 m beträgt. Die Verwerfung setzt sich vermutlich in dem zwischen Lochberg und Arzberg von Ost nach West gerichteten Tälchen fort.

Da wir am Katzerstein, einer Felsgruppe auf dem Wasserberg, in 435 m Höhe Pseudomutabiliskalk vorfinden, im Brunnen des Kantors SCHWARM ebenso wie in den Kalkvorkommen der Altstadt die Tenuilobatenschichten vor uns haben, so dürfen wir annehmen, daß die Westverwerfung des Schloßberges sich westlich dieser Punkte fortsetzt. Vielleicht deutet eine muldenförmige Einsenkung im Gelände ihren weiteren Verlauf an. Diese führt uns auf das Tal zwischen Arzberg und Lochberg, so daß wir annehmen könnten, jenes schneide als Querverwerfung die Hauptverwerfung ab.

Östlich vom Lochberg erhebt sich der Burgstall, der aus Pseudomutabilis- und Tenuilobatenschichten besteht. Die klotzigen Schwammkalke, die das Hangende des Berges bilden, sind nach Südwesten geneigt. In den darunter anstehenden Kalken findet sich wieder *Avicula similis* GOLDF. In dem Bahneinschnitt sind, wie aus den zahlreichen Resten polyploker Ammoniten hervorgeht, die mittleren Tenuilobatenschichten aufgeschlossen. Auch am Burgstall sind kleinere Störungen vorhanden, wie folgende Messungen erkennen lassen. Die Schichten der Tenuilobatenstufe östlich des Bahngeleises zeigen ein Streichen von N 90° O, ein Einfallen von 8° nach S, westlich dagegen Str. N 20° W, F. 12° W und Str. N 25° W, F. 18° W. Die Grenze zwischen Pseudo-

[1]) Frankenjura 1891, S. 628 oben.

mutabilis- und Tenuilobatenschichten liegt am Burgstall in derselben Höhe wie am Lochberg die Grenze zwischen Pseudomutabiliskalk und Dolomit. Die Sprunghöhe der zwischen beiden durchstreichenden Verwerfung beträgt also, da am Lochberg die oberen Tenuilobatenschichten in 426 m Höhe sich finden, 15 m.

5. Reisach-Hainbronn.

Südlich von Hainbronn, östlich von Reisach erhebt sich bei Pegnitz der Bießelberg, der aus Pseudomutabilis- und Tenuilobatenschichten aufgebaut ist. Südwestlich von diesem Berg erhebt sich der Wachberg, ein Dolomithügel, der auf einer Basis von Pseudomutabiliskalk aufruht. Die Verwerfung, die zwischen beiden durchstreicht, hat hier, da die Pseudomutabilisschichten des Bießelberges im Hangenden 15 m mächtig sind, eine saigere Sprunghöhe von mindestens 27 m. Nehmen wir die durchschnittliche Mächtigkeit der Pseudomutabilisstufe mit v. AMMON auf 25 m an, so betrüge die Sprunghöhe 37 m.

Auffallend ist, daß östlich von Reisach und Hainbronn die Pseudomutabilisschichten eine sehr viel größere Höhe erreichen, am Hainberg z. B. 566 m. Da dieser Punkt über anderthalb Kilometer in der Luftlinie von dem Bießelberg bei Hainbronn entfernt ist, so würde freilich ein Neigungswinkel von weniger als 10° nach SW genügen, um die Höhendifferenz zu erklären. Wenn wir daraufhin das Gelände nordöstlich vom Bießelberg näher untersuchen, finden wir aber keineswegs diese Annahme bestätigt. Etwa 125 m nordöstlich erhebt sich zwischen Hainbronn uud Reisach das „Kleine Bergl", das von einem Wäldchen bewachsen ist. Auf der Höhe heben sich aus dem Boden die Pseudomutabiliskalke heraus, die ein Streichen von N 25° O zeigen und mit 5° nach SO einfallen. Der Bießelberg selbst zeigt auf seinem Ostgipfel ein Streichen N 78° W bei einem Einfallen der Schichten mit 9° nach N, an dem nördlich vorspringenden Teil des Westabhanges ein Streichen von N 75° W mit 25° Einfallen nach N. Nördlich, oberhalb der Abzweigung des Lobensteiger Weges von dem Verbindungsweg zwischen Hainbronn und Reisach zeigen die Tenuilobatenschichten ein Streichen von N 45° W, ein Fallen von 20° nach SW. Etwas tiefer fallen die Schichten sogar bei Str. N 20° O mit 27° nach W ein.

Begeben wir uns von Hainbronn aus in nordöstlicher Richtung auf den Hainberg, so finden wir auf den Äckern

Kalktrümmer vom Aussehen der Bimammatenkalke; in dem Wald beginnen die Kalkbrocken mit Versteinerungen der Tenuilobatenstufe zu überwiegen, und am vorderen Hainberg, 10 m unter dem Gipfel, erheben sich die klotzigen Sehwammkalke der Pseudomutabilisstufe. Am Fuße der steilen Kalke findet sich noch *Avicula similis* GOLDF. Die Pseudomutabiliskalke des Hainbergs sind scheinbar ungefähr horizontal gelagert, stellenweise ist eine kleine Neigung nach Norden erkennbar. Die Höhe der Grenze zwischen Pseudomutabilis- und Tenuilobatenschichten am kleinen Hainberg beträgt ungefähr 472 m, die Höhe des vordern Gipfels 482 m (mit Hilfe des Horizontglases ermittelt).

Wenn wir aus den vorliegenden Beobachtungen die starke Neigung der Schichten am Bießelberg und am Abhang nach dem Lobensteiner Weg ausscheiden, da hier die Möglichkeit einer Gehängeverrutschung besteht, so bleibt immer noch ohne Schwierigkeit die Möglichkeit einer Verwerfung zwischen Bießel- und Hainberg bestehen. In derselben Höhe, in der am Kleinen Bergl noch Pseudomutabiliskalke anstehen, finden wir an der nach Süden vorspringenden Zunge des vorderen Hainberges die mittleren Tenuilobatenschichten, wie durch zahlreiche aus den Äckern aufgelesene Versteinerungen sich beweisen läßt. Da am Kleinen Bergl die Schichten ungefähr in derselben Höhe anstehen wie am Bießelberg, so beträgt die Sprunghöhe der Verwerfung, die zwischen Hainberg und dem Kleinen Bergl durchstreicht, 472 — 435 = 37 m.

Trotzdem durch die Annahme einer zweiten Verwerfung ein Teil der Höhendifferenz ausgeglichen wird, bleibt zwischen dem kleinen und dem großen Hainberg immer noch ein schwer zu erklärender Höhenunterschied bestehen. Wir hatten oben die Höhe des vorderen Hainberges auf 482 m festgestellt. Die Grenze zwischen Tenuilobaten- und Pseudomutabilisstufe lag in 472 m Höhe. Bei normaler Entwicklung der Schwammkalke hätte die ursprüngliche Höhe 472 m + 25 m = 497 m betragen. Die Höhe des hinteren Hainberges beträgt aber über 566 m. Untersuchen wir die Aufeinanderfolge der Schichten am Nordwest- bzw. Nordabhang des Hainberges, indem wir den Rotgraben entlang gehen, so können wir nur erkennen, daß alle Schichten des unteren und mittleren Malm vertreten sind, aber ihre genauere Lage und ihre Grenzen vermögen wir nicht festzustellen, da es in dem bewaldeten Gelände an Aufschlüssen fehlt.

Südöstlich vom Hainberg haben wir in der Fortsetzung der Bießelbergverwerfung bei den Stiegeläckern Schwammkalk

in einer Höhe von etwa 450 m. Hier ist die Grenze der Verwerfung noch deutlich erkennbar. Östlich von Reisach findet sich am Lindberg die Grenze zwischen Pseudomutabiliskalk und Dolomit in etwas größerer Höhe als am vorderen Hainberg. Eine scharfe Grenze ist auch hier nicht erkennbar, jedoch dürfte 495 m bis 500 m die richtige Grenze treffen. Die Dolomitfelsen der Gasleite, nordwestlich von Penzenreuth, ruhen gleichfalls in dieser Höhe auf Pseudomutabiliskalk auf. Bemerkenswert ist, daß am Nordwestfuß der Gasleite in einer Grube geschichtete Quarzsandsteinfelsen des Veldensteiner Sandsteins aufgeschlossen sind. Das Hangende besteht aus lockerem Sand mit festeren Sandsteinbrocken. Aus diesem Sand ragen kleinere Felsen von Schwammkalk heraus. Auch hier liegt die Grenze zwischen Dolomit und Schwammkalk in ungefähr 500 m Höhe. Am Ostabhang, südlich von Pertenhof, finden sich auch sandige Ablagerungen vor. Bei Penzenreuth finden wir nur Dolomit. Obwohl meine Untersuchungen in dem Gebiet südwestlich von Reisach noch nicht ganz abgeschlossen sind, möchte ich doch im Anschluß an die bisher vorliegenden Untersuchungen im Umriß ein Bild von dem Verhalten der Verwerfungen in diesem Gebiete entwerfen. Der nördlichste Punkt, an dem die Auerbacher Verwerfung unzweifelhaft zu erkennen ist, findet sich westlich von Gunzendorf. Es liegen hier nebeneinander mittlerer brauner Jura und Dolomit. Verfolgen wir den Weg nach Penzenreuth, so sehen wir in dem kleinen Hohlweg westlich der Gemeindewiesen den Mergelkalk des untersten weißen Jura. Oberhalb der Abzweigung des Weges nach Lobensteig stehen auf der Höhe und in einem Steinbruch am Abhang die Tenuilobaten- und Bimammatenschichten an, die ein Streichen von N 50° W, ein Einfallen von 15° nach SW zeigen. Nordöstlich vom „Pfarrerfleck“ kommen graue Kalke des unteren Malm zum Vorschein. Dann treten sandige Bildungen der Veldensteiner Schichten mit zahlreichen Quarzsandsteinblöcken auf. Der Abhang ist bewaldet. Am Ausgang des Waldes stehen auf den Hutäckern Dolomite an, die deutlich nach Osten einfallen. Wir haben also hier die Verwerfung bereits überschritten. Im Geisgrenn, südöstlich von Lobensteig, und nördlich davon finden wir die zahlreichen Bruchstücke von Kalk der Tenuilobaten- und Bimammatenschichten. „Im Berg“, östlich oberhalb von Lobensteig, fand sich *Peltoceras bimammatum* QUENST. In derselben Höhe haben wir westlich von Lobensteig Pseudomutabiliskalke. Das gibt uns einen weiteren

Anhalt für den Verlauf der Verwerfung. Nördlich von Lobensteig folgen jedoch vom großen Hainberg nach Osten die Schichten in der normalen Reihenfolge aufeinander. Nun zeigt aber der große Hainberg an seinem Südabhang nur Pseudomutabiliskalke. Nur an seinem Südfuß in etwa 512 m zeigen sich ganz vereinzelt Bruchstücke von Kalk der oberen Tenuilobatenschichten. Leider fehlt auch an diesem Abhang jeder Aufschluß. Trotzdem ist, eine normale Lagerung vorausgesetzt, eine Mächtigkeit der Pseudomutabiliskalke von 54 m, über das doppelte der normalen Mächtigkeit, ganz unwahrscheinlich. Diese Betrachtung im Verein mit der Tatsache, daß südlich vom Hainberg bereits in wenig über 500 m (höchstens 515 m) der Dolomit beginnt, ferner, daß die östlich von Penzenreuth nach Lobensteig verlaufende Verwerfung eine Fortsetzung nach NW nicht erkennen läßt, läßt mich vermuten, daß zwischen dem großen Hainberg und den südlich gelegenen Höhen eine Querverwerfung hindurchstreicht, deren südlicher Flügel abgesunken ist. Die scheinbar große Mächtigkeit der Pseudomutabiliskalke des großen Hainberges würde sich mühelos durch Schleppung erklären lassen. Nun zeigen „im Bündel" an einem südwestlich vorspringenden Hügel an mehreren Stellen aus dem Erdboden herausragende Kalkplatten der Pseudomutabilisstufe bei einem Streichen von N 60° O ein Einfallen von 18° nach SO. Auch hier handelt es sich um eine Erscheinung, die auf eine Gehängeverrutschung zurückgeführt werden kann. Im Zusammenhang mit den anderen Beobachtungen aber darf sie wohl auch als ein Beweis für die Wahrscheinlichkeit einer Verwerfung herangezogen werden.

6. Das Gebiet nördlich von Pegnitz.

Die Fortsetzung der Verwerfung nach NW bietet neue Schwierigkeiten. In dem Gelände zwischen Pegnitz und Körbeldorf ragt überall der Dolomit in kleinen Kuppen aus den Äckern hervor, und da der Dolomit ja nicht auf eine bestimmte Stufe beschränkt ist, ist eine genauere Bestimmung des Weiterverlaufes der Verwerfung fast unmöglich. Für die Bestimmung der unter dem Dolomit folgenden Schichten sind wir fast ausschließlich auf die den Äckern entnommenen Lesestücke angewiesen. Daß solches Material häufig ein sehr unsicheres ist, ist unzweifelhaft. Dennoch ist es bei genügender Berücksichtigung aller Umstände, die eine Täuschung herbeiführen könnten, oft auch recht brauchbar.

Wenn wir die zahlreichen Gesteinsbruchstücke, die auf den Äckern nordöstlich vom Schloßberg, links von der Straße nach Püchenbach, liegen, genauer durchsehen, so finden wir nicht selten Bruchstücke von *Perisphinctes polyplocus* REIN. und seinen Verwandten, ja von *Oppelia tenuilobata* OPP. (z. B. am Fuße des Steinberges). Wir haben also die Tenuilobatenschichten vor uns, und zwar die mittlere Abteilung. Östlich der Straße nach Püchenbach finden wir Werkkalke, die teilweise in die unteren Tenuilobatenschichten übergehen. Erst auf der Höhe des Berges finden sich häufig verkieselte Exemplare von *Rhynchonella lacunosa* QUENST., *Rh.* cf. *sparsicosta* QUENST., *Terebratula bisuffarcinata* SCHLOTH. und *Ostrea* cf. *rastellaris* GOLDF.

Im vorderen Kaltenreuth finden sich am Fuße des nach NO vorspringenden Dolomithügels splittrige Kalke, die mit den Tenuilobatenkalken am Ostabhang des Schloßberges identisch sind.

Untersuchen wir südwestlich davon das Gelände, so fällt uns auf, daß dieser Hügel ebenso wie ein zweiter nordwestlich davon nur durch ein ganz schmales Band mit dem Hauptstock des „Langen Berges" in Verbindung steht. Zwischen dem zweiten Vorsprung und dem Langen Berge erstreckt sich die nach NW gerichtete Einsenkung des hinteren Kaltenreuth. In der Fortsetzung dieser Richtung neigen sich westlich die Dolomite an der Tabakspfeife deutlich nach SO, östlich fällt der Steinberg (ein Dolomithügel) bei einem Streichen von SW nach NO mit 9°—12° nach NW ein. Von den östlich am Schloßberg-Abhang sichtbaren Verwerfungen läßt sich eine gleichfalls in der Nähe des Steinberges wieder erkennen. Nördlich vom Steinberg zweigt von der Straße nach Püchenbach ein Feldweg westlich ab, der 340 m entfernt nach N umbiegt und nach weiteren 40 m sich teilt. 90 m (in der Luftlinie) nördlich von dieser Teilung gelang es mir, am Abhang des nach NO sich erhebenden Hügels die Tenuilobatenschichten anstehend aufzufinden. Es handelt sich um zwei Bänke, von denen die obere mit *Avicula similis* GOLDF. über 10 cm, die untere 65 cm mächtig aus dem Gelände hervorragt. Auch oberhalb findet sich in den Äckern *Avicula similis* GOLDF. bis fast zum Gipfel, der aus Dolomit besteht. Ein südlicher Vorsprung unseres Berges besteht ganz aus Dolomit. Der Tenuilobatenkalk streicht mit N 55° W und fällt mit 10° nach SW ein. Auch westlich von unserem Berg liegen einzelne Blöcke desselben Kalkes an einem Rain. Doch sind diese nicht anstehend und daher wahrscheinlich verschleppt. Die Tatsache, daß Dolomit am Südfuße ansteht, läßt sich auf

verschiedene Weise erklären. Wir könnten annehmen, daß zwischen diesem Vorsprung und dem Haupthügel die Verwerfung durchstreicht. Dafür ist aber nicht der geringste Anhalt gegeben. Wir haben gesehen, daß eine Verwerfungsspalte häufig mit eines Dislokationsbreccie oder mit hereingestürztem Schutt bzw. Lehm erfüllt ist, außerdem sind die Schichten in nächster Nähe in ihrer Lagerung gestört, Jedoch ist hier kein einziges dieser Kennzeichen zu beobachten. Da sich westlich des Dolomitfelsens ein Tal entlangzieht. das bis zum Sattelberg die Richtung der Verwerfung, NW, ziemlich genau einhält, so scheint mir eine andere Deutung wahrscheinlicher. Ich nehme an, daß der Dolomit sich hier in verstürzter Lagerung befindet. Wir können oft beobachten, daß haushohe Felsen durch Verwitterung ins Tal abgestürzt sind (vgl. im ersten Teil dieser Arbeit S. 7). Der Verlauf der Verwerfung ginge also östlich am Steinberg vorbei durch das eben beschriebene Tal (auf dem Katasterblatt „im Gärtles" genannt) zum Sattelberg. Hier biegt das Tal nach Westen um. Die Verwerfung macht jedoch anscheinend diese Biegung nicht mit. Während nämlich das Tal im weiteren Verlaufe auf beiden Seiten von anstehendem Dolomit begrenzt wird, finden wir auf der Höhe auf den Äckern östlich vom Sattelberg Kalke der Tenuilobatenzone in so zahlreichen Bruchstücken, daß brach liegende Felder völlig weiß aussehen. Am Sattelberg selbst besteht ein nach Westen gerichteter Vorsprung anscheinend bis zum Tal aus Dolomit; östlich dagegen finden sich im Walde Blöcke aus einem dolomitisch aussehenden Kalk, die zahlreiche Hornsteinknollen bergen und zum Teil mit der Beschreibung v. Ammons[1]) „mit Höhlungen durchzogene Blöcke, welche den Knochen gewaltiger Tiere nicht unähnlich sehen", vortrefflich übereinstimmen. Der Gipfel des 546 m hohen Berges besteht aus Dolomit. Über den weiteren Verlauf der Verwerfung läßt sich nichts aussagen, denn im Norden erhebt sich der aus Dolomit aufgebaute „Kleine Kulm" bis zur Höhe von 627 m. An seiner Basis zeigen sich südlich und östlich die schon oben erwähnten kieseligen Versteinerungen der Tenuilobaten- oder — wegen des Vorkommens von *Rh. astieriana* d'Orb. vielleicht richtiger — untersten Pseudomutabilisstufe in einer Höhe von 550 m. Der Teufelsgraben, der sich nach SO einsenkt, zeigt die Tenuilobaten-, Bimammaten- und Transversariusschichten in der Schwammfacies, dann in etwa 510 m Höhe den Ornaten-

[1]) Kleiner Führer 1899, S. 65.

ton. Die Doggeroolithe sind schlecht aufgeschlossen. Das Liegende bildet der etwa 40 m mächtige Eisensandstein der Murchisonaestufe. Nördlich, nach Püchenbach zu, finden wir dieselbe Aufeinanderfolge der Schichten. Nach Westen folgen nacheinander sämtliche Stufen der normalen, geschichteten Facies. Die Pseudomutabiliskalke sind hier dicht und gehen nach oben scheinbar allmählich in Dolomit über. Hervorheben möchte ich, daß auf dem Vorhügel, der sich nördlich von Körbeldorf erhebt, über den Tenuilobatenschichten Dolomit ansteht. Der naheliegende Gedanke, daß eine Verwerfung diese abweichende Aufeinanderfolge verursacht habe, wird durch den Befund nicht bestätigt. Denn die Tenuilobatenkalke lassen sich bis zum Warenberg (nördlich vom Kleinen Kulm) verfolgen, ohne irgend eine Lagerungsstörung zu zeigen. Weiter oberhalb läßt sich die Grenze zwischen dem nebeneinanderliegenden Pseudomutabiliskalk und Dolomit so deutlich erkennen, daß man fast die Hand darauf legen könnte. Die Pseudomutabilisschichten haben hier eine Neigung von 10° nach SO, die allerdings durch das Gehänge bedingt sein kann, während sie sonst eine mit den übrigen Schichten übereinstimmende Neigung nach SW zeigen. Ein Übergang in den südlich anstehenden Dolomit ist nicht zu erkennen.

Wie wir oben gesehen haben, sind bei Pegnitz mehrere Verwerfungen erkennbar. Leider fehlt es aber nordwestlich von Pegnitz im allgemeinen an geeigneten Aufschlüssen, die eine Verfolgung der einzelnen Linien gestatten würden. Um so mehr möchte ich einen Aufschluß östlich der im vorhergehenden besprochenen (Haupt-?) Verwerfung, der im sogenannten „Grund“ künstlich hergestellt wurde, in den Kreis unserer Betrachtung ziehen. Auf seinem Acker hatte hier der Farbgrubenbesitzer MEISTER aus Pegnitz einen über 7 m tiefen Schacht gegraben, dessen eine Wand von Kalkfelsen der Tenuilobatenstufe gebildet wurde. Wenige Meter westlich davon steht stark verwitterter sandiger Dolomit an. Der Acker befindet sich in einer muldenförmigen Einsenkung, deren Längsachse von NW nach SO streicht. Die Farberde ist anscheinend an eine Spalte gebunden. In der Tiefe fanden sich Hornsteinknollen und bis kindskopfgroße Konkretionen eines rauhen Eisenerzes. Unter den Erzstücken befand sich eins, das eine Hornsteinknolle mit *Aptychus lamellosus* QUENST. derartig umhüllte, daß er stellenweise in Brauneisenstein umgewandelt war. Ich erinnere an die von KOHLER[1])

[1]) Amberger Erzlagerstätten 1903, S. 37.

bei Auerbach aufgefundene „in Spateisenstein umgewandelte Schale von *Lima (Ctenostreon) substriata* MÜNST.“. Die Art des Vorkommens läßt mich vermuten, daß auch auf MEISTERs Acker eine Spalte die Ursache der Erzbildung wurde, analog den von KOHLER beobachteten Verhältnissen. Die teilweise Umwandlung des *Aptychus* spricht für die Theorie KOHLERs, daß die Erze an den Spalten durch metasomatische Prozesse entstanden sind. Da auf demselben Acker im vorigen Jahre eine staatliche Schürfung nach Erz vorgenommen wurde, wird ja eine Bestätigung oder Ablehnung unserer Vermutung in Bälde zu erwarten sein.

7. Die Geiersleite bei Oberhauenstein. — Der Hollenberg.

Der nächste Punkt, der eine Verwerfung deutlich erkennen läßt, ist das obere Püttlachtal zwischen Ober- und Unterhauenstein. Wenn wir von Kosbrunn talabwärts wandern, so gelangen wir aus dem Eisensandstein des braunen Jura bei Oberhauenstein auf eine kurze Strecke in den unteren Malm. Dann verengt sich das Tal unvermittelt, und zu beiden Seiten ragen malerische Dolomitfelsen empor. An der Straße zwischen Ober- und Unterhauenstein finden sich mehrere kleinere Aufschlüsse in den Bimammaten- und Tenuilobatenschichten des weißen Jura, die bei einem Streichen von N 45° W mit 28°—33° nach SW einfallen. Kurz vorher zeigte der Eisensandstein in einem kleinen Aufschluß am Waldrand das normale Einfallen von 10° nach SW. Es liegt also eine Schleppung der Malmkalke vor.

Wenn wir die Geiersleite besteigen, so erkennen wir trotz der Waldbedeckung die normale Aufeinanderfolge der Malmschichten bis zu den Pseudomutabiliskalken. Diese zeigen dieselbe eigentümliche Ausbildung mit verkieselten Versteinerungen, die wir am Hainberge bei Hainbronn beobachten konnten. Das Hangende bildet Dolomit. Auf der GÜMBELschen Karte ist der Pseudomutabiliskalk nicht eingetragen. Sein Vorkommen scheint nicht beachtet worden zu sein, sonst hätte die eigentümliche kniefömige Biegung, die die Verwerfung dort machen soll, nicht konstruiert werden können. Da, wie schon v. AMMON betont, zwischen Pegnitz und Oberhauenstein „auf dem Plateau, das der Sprung durchsetzen muß, keine voneinander petrographisch unterscheidbaren Gesteinsarten im Jura auftreten“[1]), so wäre tatsächlich der

[1]) Frankenjura 1891, S. 629.

weitere Verlauf der von Hohenmirsberg kommenden Verwerfung höchst zweifelhaft, wenn nicht die orographischen Verhältnisse unseres Gebietes einen wertvollen Anhalt gäben. Ein Blick auf die Generalstabskarte läßt uns erkennen, daß südöstlich von Hauenstein in fast schnurgerader Fortsetzung der Verwerfung das östliche Gelände durchschnittlich um 50 m höher ist als das westliche. Diese Höhendifferenz läßt sich bis Willenberg verfolgen. Besonders augenfällig tritt sie hervor, wenn man auf der Staatsstraße von Pegnitz nach Bronn oder Pottenstein fährt. Mehrmals bietet sich hier dem Auge ein nicht nur landschaftlich reizvoller, sondern auch tektonisch lehrreicher Blick auf jenes Gelände. Wir sehen deutlich in der Fortsetzung des bei Prüllsbirkig (ostnordöstlich von Pottenstein) noch ziemlich ebenen Plateaus bei Oberhauenstein nacheinander die Erhebungen der Geiersleite (583 m), des Hollenberges (545,7 m), des Kleinen Kulm (627,3 m) und des Grad- und Wachholderberges (554 m) bei Willenberg. Dann verläuft allmählich wieder jener Höhenzug. Dieser tektonischen Linie entspricht auch, wie die geognostische Karte v. GÜMBELs zeigt, die Verbreitung des Veldensteiner Sandsteines, der sich nur westlich von hier findet.

Wiederholt habe ich diese Strecke nach Südosten begangen in der Hoffnung, einen Zusammenhang der Oberhauensteiner Verwerfung mit der Pegnitzer feststellen zu können. Der Versuch ist hauptsächlich an dem Mangel einer brauchbaren Höhenschichtenkarte gescheitert, da, wie gesagt, petrographische Unterschiede fehlen. Wohl ist das Trockental, das westlich vom Hollenberg im rechten Winkel zur Verwerfungsrichtung mündet, mit großer Wahrscheinlichkeit ein tektonisches, d. h. durch eine Spalte verursachtes, jedoch läßt sich die Höhendifferenz noch über zwei Kilometer nach Südost verfolgen, und in dem Tale selbst deutet auch nicht das geringste Anzeichen darauf hin, daß an der Spalte eine Verwerfung stattgefunden hätte. Wenn ein direkter Zusammenhang der Hauensteiner Verwerfung mit der Pegnitzer besteht, so muß er südöstlich vom Hollenberg gesucht werden.

8. Das Gebiet nordwestlich von Oberhauenstein.

Bis hierher sind meine Spezialuntersuchungen gediehen. Auch in dem nördlich sich anschließenden Gebiet fanden sich bei einer ersten Begehung, die ich im Frühjahr 1904 mit Herrn Dr. VON KNEBEL ausführte, ähnliche Verhältnisse. Namentlich 2 Taleinschnitte lassen dies deutlich erkennen, der

eine bei Altneuwirtshaus, der andere bei Löhlitz. Wenn wir vom Appenberg aus nach Norden blicken, so erkennen wir deutlich die zwei schon von v. GÜMBEL erwähnten Verwerfungen bei Plankenstein, westlich und östlich von Altneuwirtshaus; eine dritte erschließt sich westlich von Altneuwirtshaus aus den orographischen Verhältnissen des Dolomites, der sich im Osten etwa 80 m höher erhebt als auf dem Plateau bei Plankenfels und Neuwirtshaus. Die gleichen Verhältnisse läßt der Taleinschnitt am Schafhof bei Löhlitz erkennen. Ich führe diese Profile an, da sie den Schlüssen, die wir aus dem Aufbau eines engeren Gebietes ziehen dürfen, eine allgemeinere Gültigkeit verleihen.

Zusammenfassung.

Wir haben gesehen, daß nicht ein einzelner großer Abbruch stattgefunden hat, sondern daß treppenförmig eine Reihe von Verwerfungen sich gebildet hat, deren Ausmaß im einzelnen oft so gering ist, daß wir ohne geeignete Aufschlüsse meist darauf verzichten müssen, genauere Daten über ihren Zusammenhang und Verlauf zu geben. Manche dieser Erscheinungen ließen sich freilich einfach durch Gehänge-Rutschung erklären; infolge der häufig vorhandenen Unsicherheit über die Stufenzugehörigkeit des Dolomites könnte man an einigen Stellen das Vorhandensein von Verwerfungen überhaupt bezweifeln.

Dennoch beweisen Aufschlüsse, wie sie beispielsweise der Eisenbahneinschnitt Pegnitz bietet, unzweideutig das Vorhandensein von mehreren tektonischen Störungen, die das Gebiet betroffen haben.

Eine merkwürdige Erscheinung, die schon v. GÜMBEL hervorhob, ist das häufige Absetzen der Verwerfungen, das unsere Kartenskizze ja auch deutlich zeigt.

Das wichtigste Ergebnis unserer Untersuchungen dürfte jedoch der Nachweis sein, daß wir mit einiger Wahrscheinlichkeit auch in unserem Gebiet zwei Hauptdislokationsperioden annehmen dürfen, eine präkretaceische und eine tertiäre. Wir gewinnen damit einen weiteren Anhalt für die Gleichzeitigkeit und den Zusammenhang großartiger Rindenbewegungen auf einem größeren Gebiete, die, durch Gleichgewichtsstörungen hervorgebracht, die Ursachen für eine Veränderung aller Lebensverhältnisse in dem betroffenen Gebiete wurden.

Manuskript eingegangen am 20. Juli 1907]

2. Ein montiertes Skelett von Labidosaurus hamatus Cope, einem Cotylosaurier aus dem Perm von Texas.

Von Herrn F. Broili in München.

Hierzu Tafel III.

In der Münchner paläontologischen Sammlung des Staates wurde im Laufe des August 1907, unter der Leitung des Schreibers dieser Zeilen, von dem Präparator Herrn Reitter mit großem Geschick ein Skelett von *Labidosaurus hamatus* Cope aufgestellt. Es ist der erste frei montierte Cotylosaurier aus dem Perm von Texas überhaupt und dürfte deshalb von allgemeinerem Interesse sein.

Das Material, mit Hilfe dessen unser Skelett zusammengesetzt wurde — dasselbe hat eine Länge von ca. 65 cm und eine Höhe von 12 cm — wurde von dem bekannten unermüdlichen Sammler Herrn Chas. Sternberg in Lawrence City, Kansas, bei seiner ersten Expedition in die permischen Ablagerungen von Texas 1895 für unser Museum zusammengebracht. Es besteht aus den hauptsächlichsten Resten zweier Individuen vom Big Wichita Valley, Seymour, Baylor Co. Texas, die im Gegensatz zu den später (1901) gemachten Funden von *Labidosaurus* durch einen geradezu glänzenden Erhaltungszustand ausgezeichnet sind, da sie teils völlig ausgewittert auf dem Boden lagen, teils ohne Mühe von dem anhaftenden Muttergestein, einem weichen Ton, leicht befreit werden konnten.

In einer früheren Arbeit: „Permische Stegocephalen und Reptilien aus Texas", Palaeontographica **51** (1904), wurde dieses sowie weiteres im Jahre 1901 aufgesammeltes Material von *Labidosaurus hamatus* eingehend beschrieben, so daß eine wiederholte Besprechung an dieser Stelle nicht mehr notwendig erscheint; außerdem wurde auf S. 65 der nämlichen Abhandlung auf Grund der 1895 gemachten Funde und hauptsächlich eines weiteren ganzen Skelettes von einem guten Habitusstück vom Jahre 1901 eine etwas unbehilfliche Rekonstruktion gegeben. Die in dieser Arbeit abgebildeten und hier zum Aufbau des Skelettes verwendeten Stücke sollen nun kurz mit dem übrigen verwendeten Material angeführt werden:

a) Schädel.

Nr. 1. Occipitalsegment eines zertrümmerten Schädels. Palaeontogr. **51**, T. VIII, Fig. 1.

Nr. 2. Linkes Pterygoid mit deutlich erhaltener Chagrinbezahnung. Ebenda, Fig. 3.

Nr. 3. Teil der Schädelunterseite (rechts) mit Quadratum, hinterem Flügel des Pterygoids und hinterem Teil des Maxillare. Ebenda, Fig. 7.

Nr. 4. Teil des Schädeldaches mit Foramen parietale. Ebenda, Fig. 11.

Nr. 5. Rechter Unterkiefer. Pal. **51**, T. IX, Fig. 13. — An dem Originalstücke fehlende und deshalb an der Originalzeichnung nicht sichtbare Teile sind jetzt mit Gips ergänzt.

An weiterem Originalmaterial wurde verwendet:

Nr. 6. Linkes Quadratum.

Nr. 7. Teile des linken Maxillare.

Nr. 8. Linker Unterkiefer.

Nr. 9. Eine Reihe von einzelnen Trümmern des Schädeldaches, die nach vorliegenden ganzen Schädeln entsprechend eingefügt und von den in Gips modellierten Teilen an der Farbe leicht unterscheidbar sind.

Ergänzt an dem Schädel sind: das rechte nach dem vorhandenen linken Pterygoid, ferner das Präsphenoid, der Abschluß des Schädels nach rückwärts, Teile des Schädeldaches sowie schließlich die obere Begrenzung der Unterkiefer.

b) Wirbelsäule.

Nr. 10. Atlas und Epistropheus. Pal. **51**, T. VIII, Fig. 12.

Nr. 11. Zusammenhängendes Stück von 15 Wirbeln einschließlich der beiden Sakralwirbel. a. a. O. T. IX, Fig. 1.

Nr. 12. Zwei Schwanzwirbel. a. a. O. T. VIII, Fig. 13.

Neben diesen wurden an Originalstücken montiert:

Nr. 13. 9 Wirbel und weitere

Nr. 14 5 Wirbel, so daß die Gesamtzahl der montierten präsakralen Wirbel einschließlich Atlas und Epistropheus 25 Stück beträgt. Diese Zahl präsakraler Wirbel dürfte der Wirklichkeit sehr nahe kommen, so daß es sich gegebenenfalls nur um eine Differenz von etwa 2 Wirbeln handeln würde.

An Schwanzwirbeln wurden an Originalmaterial noch

Nr. 15 und Nr. 16 2 Stücke eingefügt.

Ergänzt wurden in Gips nur 17 Schwanzwirbel und die Rippen.

c) Schulter und Beckengürtel nebst den Extremitäten.

Nr. 17. Episternum nebst den beiden Claviculae. a. a. O. T. IX, Fig. 2.

Nr. 18. Rechter Humerus nebst Resten des Radius und der Ulna. a. a. O. T. IX, Fig. 11.

Nr. 19. Linker Femur. a. a. O. T. IX, Fig. 4.

Nr. 20. Linke Tibia. a. a. O. T. IX, Fig. 6.

Nr. 21. Rechte Tibia. a. a. O. T. IX, Fig. 7.

An anderem Originalmaterial wurden verwendet:

Nr. 22. Linker Humerus proximal.

Nr. 23. Gelenkfläche von Scapula und Coracoid links.

Nr. 24. Das Becken, die Ilea sind nach dem Originale a. a. O. T. IX, Fig. 9 ergänzt.

Nr. 25. Rechter Femur.

Nr. 26. Teile einer Mittelhand nebst Phalangen.

Ergänzt wurden auf Grund hier vorhandenen Vergleichsmaterials der distale Teil des linken Humerus, der linke Radius nebst der Ulna, die beiden Fibulae sowie Manus und Pes. Für die Herstellung der letzteren waren namentlich in bezug auf die wirklichen Größenverhältnisse die oben angeführten Reste von Mittelhandknochen und zweier Finger (Nr. 26) ungemein wertvoll, so daß damit die Dimensionen von Hand und Fuß ganz exakt sein dürften. Bezüglich der Zahl der Phalangen stützt sich unsere Ergänzung auf die Angaben von CASE[1]), welcher bei seinem in dieser Hinsicht besseren Material für die Vorderextremität 4, für die Hinterextremität 5 Phalangen angibt.

Der fehlende Teil von Scapula und Coracoid wurde einem vorhandenen Habitusstück, das in seinen Umrissen große Ähnlichkeit mit dem entsprechenden Element von *Pareiasaurus* besitzt, nachgebildet.

Um einige besonders wichtige Originalstücke dem Studium leichter zugänglich zu erhalten, wurden sie, obwohl fast alle Teile sehr leicht vom montierten Skelett abgenommen werden können, am Skelett durch Gipsabgüsse ersetzt, und zwar sind dies Nr. 1, das wertvolle Occipitalsegment, ferner Atlas und Epistropheus Nr. 10 und das Episternum mit den beiden Claviculae Nr. 17.

---

[1]) E. C. CASE: A Redescription of *Pariotichus* (*Labidosaurus* in lit.) *incisivus* COPE. Zoological Bull., Vol. II, Nr. 5. Boston, Athenäum press., 1899.

Was endlich die Rippen betrifft, so sind auf der linken Seite im Zusammenhang mit den Wirbeln verschiedene Rippenköpfe mit kurzen Teilen der Rippe selbst erhalten geblieben. Nach diesen sowie nach dem Palaeontogr. 51, Taf. X, Fig. 1 abgebildeten nahezu ganzen Skelett, das die Länge der Rippen ausgezeichnet erkennen läßt, sind die übrigen Rippen aus Gips ergänzt worden.

Überhaupt bot das eben erwähnte Skelett, dessen Reproduktion wir a. a. O., Fig. 1 finden, ein ganz ausgezeichnetes Habitusstück, das bei der Montierung zu Vergleichszwecken ungemein wertvoll war.

Mit dem besprochenen Material wurde also unser Skelett von *Labidosaurus hamatus* aufgestellt, das den wirklichen ursprünglichen Verhältnissen ziemlich vollständig entsprechen dürfte.

Demnach erscheint *Labidosaurus* als ein mittelgroßes, niedrig gebautes Reptil, dessen plumper, schwerfälliger, stegocephalenhafter Schädel dem ganzen, infolge der ziemlich großen Füße recht breiten Skelett einen eigentümlichen, wenn man so sagen darf, fast komischen Ausdruck verleiht. Der langgestreckte, gleichmäßig gestaltete Rumpf besitzt noch ausgesprochene Fähigkeit für Lokomotion, und die niedrig gebauten Extremitäten dürften nur als Nachschieber desselben gewirkt haben. Die kräftige Bezahnung — an den abgebrochenen Zahnstummeln auf den Prämaxillaren kann man deutlich vier große Fangzähne unterscheiden — läßt auf ein gefährliches und gefräßiges Raubtier schließen.

Neben dem Skelett von *Pareiasaurus* aus der Karooformation im Britischen Museum und der gleichen Gattung aus den permischen Ablagerungen Rußlands in Warschau ist unser *Labidosaurus hamatus* aus dem Perm von Texas also ein weiterer montierter Vertreter der Cotylosaurier und dürfte mit *Pareiasaurus* einen ziemlich genauen Einblick in die Organisationsverhältnisse dieser interessanten Gruppe von Reptilien geben.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich eine fehlerhafte Beobachtung berichtigen, die mir gelegentlich meiner früheren Beschreibung von *Labidosaurus hamatus* (Palaeontographica 51) untergelaufen ist. Bei der Schilderung der Struktur der Zähne (a. a. O. S. 54 und 55) gab ich nämlich an, daß das Dentin neben dicht stehenden Zahnbeinröhrchen außerdem noch mit breiten, radial gestellten Pulpafalten aus-

gestattet sei. Ich gab diese Angabe auf Grund einiger weniger Schliffe — das Material war, wie damals schon hervorgehoben wurde, ein recht geringes, und eine Reihe von Fachgenossen, denen ich die Schliffe vorlegte, teilten meine Ansicht. Nun fand sich gelegentlich der Aufstellung des Skeletts unter dem Material ein Kieferrest, auf dem sich noch Zahnstümpfe befanden. Es wurde von einem solchen ein Schliff angefertigt, und dabei ergab sich nun, daß das Dentin bei *Labidosaurus* nur von Zahnbeinröhrchen, nicht aber von Pulpakanälen durchsetzt sei. Die Kanäle, wie sie auf Palaeont. 51, Taf. VIII, Fig. 10 der angeführten Abhandlung abgebildet werden, sind an dem betreffenden und noch an zwei weiteren Zähnen wohl zu sehen, es sind aber, wie die neuerdings gemachten Schliffe zeigen, in Wirklichkeit auffallend regelmäßige, von der Pulpa ausgehende, breite Risse im Dentin. Diese Risse sind zwar in den neuen Schliffen auch vorhanden, doch fehlt ihnen jene Regelmäßigkeit; sie setzen auch von außen nach innen, manche sogar schräg durch die Dentinzone. Daraus ergibt sich, daß diese Risse oder, wie ich früher sagte, „Kanäle" nicht primärer Entstehung, sondern erst später, während des Fossilisationsprozesses, gebildet sind.

Die Risse lassen sich auch schon makroskopisch an den vorhandenen Zahnresten bei verschiedenen Originalstücken (z. B. a. a. O. Taf. VIII, Fig. 9) wahrnehmen, und in der Seitenansicht erzeugen sie auf der Oberfläche der Zähne eine deutliche Längsfurchung.

Da diese Erscheinung auch bei den Stegocephalen auftritt, war die täuschende Schlußfolgerung noch wahrscheinlicher gemacht!

Dieses Merkmal wurde von mir auch unter anderen bei dem Vergleiche der Cotylosaurier mit den Stegocephalen als Argument für die nahe Verwandtschaft der beiden Tiergruppen[1]) verwendet. Dies kommt natürlich nunmehr in Wegfall. Die engen gegenseitigen Beziehungen der Cotylosaurier und Stegocephalen, die auf Grund der übrigen dort angeführten Vergleichspunkte genügend erhärtet sind, erleiden durch Wegfall dieses einen Momentes natürlich keine Beeinträchtigung.

[1]) Siehe auch Anatomischer Anzeiger XXV, 1904: Stammreptilien.

Manuskript eingegangen am 15. Dezember 1907]

3. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein.

Von Herrn Ernst Kalkowsky in Dresden.

Hierzu Tafel IV—XI und 3 Textfiguren.

1. Über die Entstehung der Oolithe sind seit nahezu zweihundert Jahren die mannigfaltigsten Ansichten ausgesprochen worden, die sich auf mancherlei Beobachtungen, besonders aber auf theoretische Studien stützten. Es gewann wohl die Ansicht das Übergewicht, die in den Kalkkügelchen der Oolithe anorganische Niederschläge aus dem Meereswasser in der Nähe des Strandes erblickte. Neuerdings sind nun die Kalkkügelchen als phytogen gedeutet worden, als erzeugt durch die Lebenstätigkeit niedriger Pflanzen.

Unter allen Oolithen sind es die Rogensteine im Buntsandstein Norddeutschlands, die den Anlaß zur Benennung dieses Kalksteintypus gegeben haben; das Vorkommen und die Verbreitung dieser Kalksteine ist allgemein bekannt, so daß darüber an dieser Stelle nichts gesagt zu werden braucht.

2. Mikroskopische Untersuchungen der Rogensteine sind bereits mehrfach ausgeführt, aber vielleicht nur zum Teil veröffentlicht worden. Aber sei es, daß das Material nicht in genügender Weise zur Verfügung gestanden hat, sei es, daß die Untersuchungen von einem unzutreffenden Gesichtspunkte aus ausgeführt wurden, es ergibt sich, daß über viele Erscheinungen des Aufbaues der Körner der Rogensteine bisher keine Mitteilungen veröffentlicht worden sind. Aus dem Aufbau der Körner ergibt sich die Art der Entstehung in unzweideutiger Weise, sobald man dabei außer den Oolithen auch die Stromatolithe berücksichtigt.

3. Unter dem neuen Namen Stromatolith werden Kalksteinmassen von besonderer Struktur und besonderem Aufbau verstanden, die mit dem Rogenstein im norddeutschen Buntsandstein zusammen vorkommen. Aus der deutschen geologischen Literatur sind diese auffälligen Massen in neuerer Zeit vollkommen verschwunden, nachdem sie auch früher nur kurz und ohne ihrem Wesen nach genauer erkannt zu sein erwähnt

worden waren. Die einzige noch halbwegs neuere allgemeine Erwähnung der nun als Stromatolithe zu bezeichnenden Massen sind die beiden folgenden Sätze, die C. F. NAUMANN 1862 in der zweiten Auflage seines Lehrbuches der Geognosie, Bd II, S. 741 niederschrieb: „Bei Wolfenbüttel findet sich eine eigentümliche Varietät des Rogensteins, deren Körner zu fußgroßen Kugeln und Knollen verwachsen sind, die sich von der übrigen Gesteinsmasse sehr bestimmt unterscheiden. Bei Winnrode dagegen kommt eine Varietät mit konzentrisch-schaliger Absonderung vor, welche daselbst unter dem Namen Napfstein bekannt ist und Schalen von mehreren Fuß Durchmesser zu allerlei häuslichem Gebrauche liefert."

Diese Napfsteine sind nun aber durchaus keine „Varietät des Rogensteins", sondern ihre Masse ist etwas wesentlich anderes, nämlich Stromatolith mit oder ohne Einmischung von Oolithkörnern. Der Name Stromatolith soll im Gegensatz zu Oolith Kalkmassen bezeichnen, die eine feine, mehr oder minder ebene Lagenstruktur besitzen im Gegensatz zu der zentrischen Struktur der Oolithkörner. Diese Stromatolithe sind vielen Geologen, die namentlich den Nordrand des Harzes genauer kennen, lange bekannt; große Stücke davon liegen in manchen Sammlungen, auf dem Bahnhof Harzburg ist ihrer eine ganze Menge in den Anlagen untergebracht, der viel betretene Fußpfad von Blankenburg nach Thale läuft kilometerlang über und neben Stromatolith, aber eine genauere Würdigung haben diese Massen nicht erfahren.

4. Ich selbst wurde mit den „Napfsteinen" erst bekannt, als mir am 16. September 1893 Herr Lehrer LUDWIG KNOOP in Börssum den auf Taf. XI, Fig. 1 abgebildeten freien Stock eines Stromatolithes gezeigt hatte; ich bin ihm auch sonst für mancherlei Mitteilungen zu lebhaftem Danke verpflichtet. Seitdem hatte ich, namentlich in den Jahren 1894 und 1895, dann aber auch noch vor einem Jahre, alles Material für die vorliegende Abhandlung auf wiederholten Ausflügen selbst gesammelt; die Veröffentlichung meiner Untersuchungen ist durch verschiedene Umstände so sehr verzögert worden, daß das *nonum prematur in annum* überreichlich erfüllt ist. Aber auch früher hätte ich wie jetzt meist keine Stellen angeben können, wo die eine oder andere Erscheinung gewiß wieder zu beobachten sein würde. Das liegt an der Art des Abbaues der Oolithe und Stromatolithe in den Steinbrüchen, die bei einer großen Menge von Abraum stets sich im einzelnen verändernde Profile aufweisen; oft genug deuten nur Gräben, lang sich hinziehende Vertiefungen im Gelände, die Stellen

an, wo einst der Rogenstein und mit ihm der Stromatolith zutage ausging.

5. Oolithe und Stromatolithe sind meist recht schwer zu guten, sehr dünnen Schliffen zu verarbeiten wegen des Unterschiedes in der Härte von Quarz und Kalkspat; doch können auch sehr dünn geschliffene Präparate noch mit Deckglas und Kanadabalsam bedeckt werden, wenn man den heißen Balsam mit einem Spatel über den Schliff streicht und dann das Präparat von der Deckglasseite her erwärmt. Es wurden über 300 Dünnschliffe von Oolithen und Stromatolithen angefertigt, zu denen die Platten bei dem Stromatolith stets, bei dem Oolith, sobald es irgend wie möglich war, in bestimmter Orientierung zur Schichtung, parallel und senkrecht zu derselben, geschnitten wurden. Auch eine Anzahl sehr großer Dünnschliffe wurde angefertigt, und die Mehrzahl der gesammelten Handstücke wurde ebenfalls nach orientierten Flächen angeschliffen und so gut wie möglich poliert.

Eine Anzahl schon untersuchter Dünnschliffe wurde nach teilweiser Befreiung von Deckglas und oberer Balsamschicht durch stark verdünnte Salzsäure entkalkt; man kann den an der unteren Balsamschicht festhaftenden Rückstand nach dem Auswaschen und Trocknen noch mit einer Lösung von gekochtem Balsam in Chloroform bedecken, um Dauerpräparate zu erhalten, doch sind für die Untersuchung die frisch entkalkten und nur mit Wasser bedeckten Präparate vorzuziehen.

Zur Untersuchung der Dünnschliffe wurde fast ausschließlich das von R. Fuess in Steglitz zuerst hierfür konstruierte Lupenstativ mit Polarisationseinrichtung benutzt; die Untersuchung mit einem schwachen Objektive unter dem Mikroskop ist nur gelegentlich einmal nötig; im allgemeinen genügt 6 bis 10 fache Vergrößerung, um alle Eigentümlichkeiten der Struktur zu erkennen; meist erkennt man sogar bei schwacher Vergrößerung und schnell wechselndem auffallenden und durchfallenden Lichte mehr als bei stärkerer Vergrößerung.

6. Es ist die Aufgabe der vorliegenden Abhandlung, zu zeigen, daß Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein durch Pflanzen gebildet worden sind; von Anfang an aber müssen schon Ausdrücke bei der Schilderung gebraucht werden, die sich auf Organismen beziehen. Doch muß auch die mineralische Beschaffenheit der Gesteinsmassen berücksichtigt werden, wie bei der Untersuchung aller unter Beihilfe von Tieren oder von Pflanzen entstandenen Kalksteine. Die Verknüpfung von Erscheinungen der organischen Welt mit denen der anorganischen, die vielen Teilen der

Geologie ihr eigentümliches Gepräge gibt, kommt hier in Frage. Die vorliegende Arbeit will weder eine rein petrographische noch eine paläontologische sein, wohl aber eine geologische, eine aus dem Gebiete der dynamischen Geologie.

7. Aus diesem Grunde können auch die allothigenen Gemengteile in den Oolithen und Stromatolithen hier in der Einleitung kurz besprochen werden.

An erster Stelle ist der Quarz zu erwähnen, dessen meist eckige Körnchen höchstens einen mittleren Durchmesser von 0,25 mm aufweisen, sonst aber bis zu den geringsten Dimensionen herabsinken. In den norddeutschen Rogensteinen ist ferner auffällig viel und meist recht wenig zersetzter brauner Biotit vorhanden. Es wurden ferner beobachtet Feldspäte, Muscovit, Granat, Turmalin usw., aber stets nur in vereinzelten Körnchen; wo später Quarz oder Sand erwähnt wird, da gehören dazu alle erwähnten und vielleicht noch manche andere Mineralien, mineralische Besonderheiten, deren Anwesenheit aber für die hier zu erläuternden Verhältnisse bedeutungslos ist. Neben den Sandkörnchen ist nun aber auch noch ganz feine allothigene Substanz vorhanden, die notgedrungen einfach als „Ton“ bezeichnet werden muß.

8. Authigene, primäre oder sekundäre Gemengteile der Oolithe und Stromatolithe sind Kalkspat, Dolomit und Eisenverbindungen, namentlich Hydroxyde, die die Gesteine rot bis braun färben. Obwohl nur ausnahmsweise kleine Würfel von Eisenkies oder Pseudomorphosen von Eisenhydroxyd nach Eisenkies beobachtet wurden, so scheint die primäre Farbe aller dieser Kalksteine doch hellgrau bis schwärzlichgrau gewesen zu sein; sichere Beweise statt dieser Vermutung kann ich nicht beibringen. Der Dolomit ist stets ein sekundärer Gemengteil; die Rogensteine erleiden bisweilen eine Metamorphose in Dolomit, doch sollen diese Verhältnisse im folgenden z. T. nur der Vollständigkeit halber kurz erwähnt werden, obwohl sie eine genauere Untersuchung verdienten.

Oolith.

I. Ooide.

9. Dem allgemein angenommenen Gebrauche nach bezeichnet der an und für sich recht törichte Name Oolith das ganze Gestein als solches, dessen einzelne Körner eben vorherrschend Kugelform mit besonderer Struktur haben. W. v. GÜMBEL ist von diesem Gebrauche abgewichen, indem

er die Namen Extoolith und Entoolith auf Strukturarten der einzelnen Kügelchen bezog, aber wohl mit Unrecht. Da sich aber ein Kunstausdruck als nötig erweist für die kugeligen Bestandteile der Oolithe, die doch nicht im gewöhnlichen mineralogischen Sinne Körner sind, vielmehr infolge ihres pflanzlichen Ursprungs eine besondere Struktur haben, so nenne ich ein solches einzelnes Korn „Ooid", von ᾠοειδής, eiähnlich; der Hauptbestandteil eines „echten Oolithes" sind Ooide. Die Häufung der Vokale in diesem Worte, die in einigen Zusammensetzungen noch ärger wird, möge man um des Anklanges an Oolith in den Kauf nehmen, da bei der Häufigkeit von Kugelbildungen in der organischen wie in der anorganischen Welt wirklich alle anderen möglichen Bezeichnungen schon in anderer Bedeutung in Gebrauch sind. Den internationalen Namen Oolith aber werden wir wohl niemals aufgeben können.

10. Die Ooide aller Rogensteine des norddeutschen Buntsandsteins haben eine eigene primäre Struktur, die am besten erhalten zu sein pflegt, wenn die Ooide durch ein reines Kalkzement zu einem festen Gestein primär verbunden worden waren. Sonst hat der kohlensaure Kalk der Ooide oft eine teilweise Umkristallisierung erfahren, die aber nur selten so weit gegangen ist, daß dadurch die primäre Struktur ganz zerstört wurde; meistens beeinträchtigt die Umkristallisierung die primäre Struktur der Ooide in nur sehr geringem Maße.

Die primäre Struktur tritt in den Dünnschliffen hervor durch die Größe der Kalkspatteilchen, durch ihre Form und Anordnung und durch die Verteilung und Anordnung allothigener Gemengteile, also von Sandkörnchen und Tonstäubchen. Nirgends aber ist etwas zu beobachten, was man der organischen Struktur des Kalkspates in anderen zoogenen oder phytogenen Kalksteinen gleichsetzen könnte: die organischen Bildner der Oolithe und Stromatolithe sind so klein gewesen, daß jetzt nur noch die Struktur ihrer Aggregate, ihrer Stöcke, Kormen oder wie man sonst sagen will, erhalten ist.

11. In diesem beschränkteren Sinne haben alle hier zu besprechenden Ooide eine besondere Struktur. Man findet in der Literatur wohl die Angabe, daß die Körner der Rogensteine eine unendliche Verschiedenheit der Ausbildung und Struktur aufwiesen; das ist aber nicht der Fall. Berücksichtigt man vor allem in den Dünnschliffen oder gelegentlich auch auf den polierten Flächen der Handstücke nur die durch den Mittelpunkt durchschnittenen Ooide — aus diesem Grunde

mußte von fast jedem besonders untersuchten Handstücke stets eine ganze Reihe von Schliffen hergestellt werden — so läßt sich die vermeintliche unendliche Verschiedenheit des Baues auf einige wenige Typen zurückführen. Die Mannigfaltigkeit beruht wesentlich auf den exzentrischen Schnitten, und da ist natürlich die Mannigfaltigkeit um so größer, je größer die Ooide sind. Von den einzelnen zentralen Schnitten durch die Ooide sind allerdings niemals zwei einander völlig gleich, was man wirklich mit Sicherheit behaupten kann. Es lohnt sich deshalb meist auch nicht, im folgenden einzelne Fundpunkte für Strukturverhältnisse anzugeben; in einigen wenigen Handstücken aber wird fast stets wenigstens die Mehrzahl der Typen vorhanden sein.

II. Kern der Ooide.

12. Als charakteristisch gerade für die Rogensteine der norddeutschen Buntsandsteine wird seit alters her angegeben, daß die Ooide niemals einen fremden Kern besäßen, daß sie vielmehr um einen idealen oder mathematischen Mittelpunkt herum zu weiterer Größe angewachsen seien. In der Tat finden sich Quarzkörnchen oder Biotitblättchen oder gar kalkige Gebilde von fremder organischer Form niemals im Zentrum der Ooide. Aber tonige Partikeln, die recht wohl als Anheftungspunkt für winzige organische Gebilde dienen konnten, sind auch im Kern der Ooide vorhanden. im Kern, in der zentralen Partie, die gerade in weitaus den meisten Fällen schon eine geringe Umkristallisierung zeigt. Das läßt sich besonders häufig erkennen an dem Auftreten von dreieckigen hellen Partien, die sich in günstig im Präparat vorhandenen recht dünnen Schnitten im polarisierten Lichte als Querschnitte durch Kristalle, wahrscheinlich Rhomboeder, bestimmen lassen. In dem zentralen Teile eines Schnittes durch ein Ooid können 3—7 und noch mehr solcher winziger Dreiecke zu sehen sein; zwischen ihnen ist die Masse durch den bei Seite geschobenen Ton weniger klar und weniger homogen.

13. Solche winzigen Kriställchen von Kalkspat sind das Anfangsstadium für weitere Entwickelung eines zentralen Kristalles, der gelegentlich einen fremden Kern vortäuschen kann. Nur in einem Oolith von Ilsenburg wurden solche größeren Rhomboeder als Kern der Ooide gefunden; sie bilden den Anfang zur Bildung von Entoolithen v. GÜMBELS, die stets ein Produkt der Metamorphose sind. (Siehe weiter unten im Abschnitt *57.*)

14. Wirkliche fremde Kerne kommen aber auch in den Ooiden der Rogensteine vor, sie sind sogar sehr häufig und auf angeschliffenen Flächen leicht mit bloßem Auge sichtbar in fast allen Vorkommnissen des Schlößchenberges bei Sangerhausen. Diese fremden Kerne sind ausnahmslos Plättchen und Stäbchen und Körnchen von einem ganz feinkörnigen Tonschiefer von heller, grünlichgrauer Farbe. Bei der Entkalkung von Präparaten bleiben diese Kerne unverändert zurück. Daß sie wirklich etwas dem Ooidgebilde Fremdes sind, nur der Körper sind, um den die Ablagerung des kohlensauren Kalkes stattgefunden hat, nur der Fremdkörper, auf dem sich organische Gebilde ansiedelten, geht auch daraus hervor, daß die meisten solcher Ooide mit Schieferkern nicht gut kugelförmig sind, sondern wenigstens etwas walzenförmig. Auf Taf. V, Fig. 1, ist ein solches schon stark walzenförmiges Ooid abgebildet. Die Ooide mit fremdem Kern sind meist stark in der Minderheit neben solchen ohne fremden Kern, und oft fehlen sie ganz.

III. Lagenstruktur der Ooide.

15. Um den Mittelpunkt oder den sonst irgendwie beschaffenen Kern der Ooide ist der kohlensaure Kalk nun in konzentrischen Lagen abgesetzt worden, die sich voneinander wesentlich durch geringe Verschiedenheit der Färbung oder in Dünnschliffen durch verschiedene Grade der Klarheit der Substanz unterscheiden. Es wechseln miteinander bald breitere, bald schmälere Lagen in der mannigfaltigsten Weise ab, ebenso mehr oder weniger klare Lagen. Eine Gesetzmäßigkeit in der Anzahl gleichbeschaffener Lagen, die aufeinanderfolgend nur durch eine äußerst feine Linie getrennt sind, oder in dem Auftreten verschieden breiter Lagen in der Nähe des Zentrums oder der Peripherie oder überhaupt in dem Auftreten einzelner Lagen von einer bestimmten Beschaffenheit ließ sich nicht erkennen.

16. Die Beschaffenheit der Lagen wird zu nicht geringem Teile durch den Gehalt an feinem Ton bedingt. Entkalkt man die Ooide, so bleiben von manchen Lagen kaum sichtbare Mengen, von anderen dagegen ganz bedeutende Mengen zurück, die wie scharfe Reifen auf dem tragenden Balsam liegen. Die tonreichen Lagen folgen ebenfalls ganz gesetzlos aufeinander, bald liegen sie vereinzelt, bald gedrängt nebeneinander. Ein Ooid hat bei seiner Entstehung eine Anzahl Wachstumsphasen seiner organischen Bildner durchmachen müssen. Diese organischen Bildner wuchsen periodenweise

kräftiger oder langsamer, sie nahmen periodenweise bald mehr, bald weniger anorganische Tonsubstanz zwischen sich auf, und zwar um so weniger Ton, je schneller sie wuchsen, oder je dichter sie nebeneinander entstanden. Aber irgendwie größere Quarzkörnchen haben die konzentrischen Lagen nie in sich aufgenommen; die Ooide enthalten ja auch oft Quarzkörnchen in sich, wie gleich gezeigt werden wird, aber niemals wurde weder in den frischen noch in den entkalkten Ooiden ein Quarzkorn in denjenigen Stellen der Ooide gefunden, die sich nur aus solchen konzentrischen Lagen zusammengesetzt erwiesen.

17. In der zentralen Partie, die bisweilen einen nicht unbeträchtlichen Durchmesser im Verhältnis zur Größe des Ooides haben kann, fehlt die konzentrische Struktur oft gänzlich, z. T. wenigstens infolge der bereits oben erwähnten Umkristallisierung. Dann aber folgen in allen Ooiden die konzentrischen Lagen in großer Anzahl aufeinander. So wurden z. B. auf der 1,5 mm langen Strecke von der zentralen Partie bis zum Rande eines Ooides 170 deutlich voneinander unterscheidbare Lagen bei etwas stärkerer Vergrößerung unter dem Mikroskop gezählt, so daß also die Lagen im Durchschnitt weniger als 10 μ dick sind. Mehrfache Zählungen ergaben immer ungefähr dasselbe Verhältnis.

18. Baut sich ein Ooid oder wenigstens ein Teil desselben nur aus solchen konzentrischen Lagen auf, die also geschlossene Kugelschalen sein müssen, so soll im folgenden die Struktur im ganzen als Lagenstruktur bezeichnet werden. (Vgl. Taf. IV, Fig. 1.) In diesem Begriff der Lagenstruktur ist immer mit einverstanden das Vorhandensein eines feinen radialen Aufbaues der einzelnen Lagen, der stets vorhanden ist.

IV. Feine radiale Struktur der Ooide.

19. Die einzelnen konzentrischen Lagen sind stets aus feinen Fäserchen von Kalkspat aufgebaut, die radial angeordnet sind. Es hängt ganz von dem Grade der Umkristallisierung der Ooide ab, ferner von der Menge des beigemischten feinsten Tones und nicht zum mindesten auch von der Güte des Präparates, wie deutlich die einzelnen radialen Elemente zu unterscheiden sind. Bei dem starken Lichtbrechungsvermögen des Kalkspates sind die einzelnen Fäserchen oft schwer abzugrenzen, aber doch kann angegeben werden, daß ihre Dicke höchstens 10 μ beträgt.

20. Die einzelnen Kalkspatfäserchen sind nun wahrscheinlich ein wenig längliche Kristallkörner, nicht Elemente von organogener Form, die etwa den Urteilchen der kalkigen Schalen oder Skeletten niedriger Tiere entsprächen. Bei der Lagenstruktur sind die länglichen Körner wohl stets so gestellt, daß ihre kristallographische Hauptachse recht genau radial nach dem Mittelpunkt des Ooides gerichtet ist. Als Beweis dafür können die später (Abschnitt *52*) zu besprechenden Kristallspitzen, die Ooide als Teile des Zementes zwischen den Ooiden umgeben, angeführt werden, deren Hauptachse ebenfalls ausnahmslos radial zum Mittelpunkt des betreffenden Ooides steht. Auch die scharfen Interferenzkreuze, die in sehr dünnen Schliffen von Ooiden mit reiner oder doch vorherrschender Lagenstruktur zwischen gekreuzten Nicols vorzüglich auftreten, können als Beweis für die radiale Anordnung der Hauptachsen der Kalkspatfäserchen gelten.

21. Sind also die Fäserchen nur Kristallkörner, Elemente, die vielleicht erst einer molekularen Umlagerung des kohlensauren Kalkes ihre Form verdanken, so läßt sich ihre Stärke nicht weiter zur Bestimmung der Größe der organischen Kalkbildner verwenden, außer daß vielleicht eben die Zahl 10 μ wieder ein äußerstes Maximum darstellt. Beinahe dasselbe gilt auch von der Dicke der konzentrischen Lagen der Ooide. Da viele Lagen weit weniger dick sind als 10 μ, so erhält man nur die Angabe, daß die organischen Bildner des kohlensauren Kalkes aus den Kalksalzen des Wassers, die Bildner, deren Stöcke oder Kormen in den Ooiden vorliegen, eine durchschnittliche Größe von wenigen Tausendsteln eines Millimeters gehabt haben müssen.

V. Spindelstruktur der Ooide.

22. Die feine radiale Struktur der konzentrischen Lagen ist meines Erachtens dadurch verursacht worden, daß die organischen Bildner selbst eine solche Anordnung besaßen. An Stellen des Ooides, wo sie eine solche radiale Anordnung nicht besaßen, bildete sich auch keine feine radiale Struktur des Kalkspates, ja nicht einmal die konzentrische Lagenstruktur heraus. Fast alle Ooide der Rogensteine im norddeutschen Buntsandstein haben nun auch noch Stellen, in denen eine wirre Lagerung der Kalkspatfäserchen oder -Körnchen herrscht. Das Vorkommen von Partien mit wirrer Lagerung und die damit Hand in Hand gehende Einmengung von allothigenen Gemengteilen erzeugt die besonderen Strukturformen, durch die diese Rogensteine ganz besonders ausgezeichnet sind.

23. In vielen Ooiden verschiedenster Vorkommnisse wird die reine Lagenstruktur durchbrochen durch gröbere Strahlen, die oft schon mit bloßem Auge auf angeschliffenen und polierten Stücken oder auf schwach angewitterten Bruchflächen der Oolithe gut und deutlich hervortreten, dabei aber ebenso festes und hartes Gefüge besitzen wie die konzentrisch struierten Partien. Aus der Form dieser groben Strahlen in genau zentralen Schnitten und aus der Zusammenstellung der Konturen auf diesen Schnitten mit denen auf stark exzentrischen läßt sich erkennen, daß die groben Strahlen in dem Falle der gleichmäßigsten, sozusagen schönsten Ausbildung die Form von meist ziemlich gestreckten Spindeln haben. Vgl. Taf. IV, Fig. 2 und 4. Aber auch hier wechselt das Verhältnis der Länge zur Breite der Spindeln beständig; das Wesentliche ist nur, daß diese Spindeln gegen den Mittelpunkt hin und stets auch gegen die Peripherie hin spitz auslaufen, sobald sie nur überhaupt zur vollen Entwickelung gelangt sind. Gelegentlich können die Spindeln auch stumpf nach außen aufhören, indem sie durch die überwuchernden konzentrischen Lagen unterdrückt wurden. Sind die Ooide nicht „ausgewachsen", dann tritt natürlich derselbe Fall der nicht fertig gewordenen Spindeln ein. Die Spindeln sind nicht selten auch etwas unregelmäßig gestaltet, indem sie teilweise seitlich miteinander verschmelzen, wie sich das sowohl in zentralen als auch besonders in stark exzentrischen Schnitten durch Ooide feststellen läßt.

24. Innerhalb der recht scharf begrenzten Spindeln herrscht wirre Lagerung der Kalkspatkörnchen; sie tragen nicht bei zur Erzeugung des Interferenzkreuzes zwischen gekreuzten Nicols. Die Spindeln erscheinen im Dünnschliff im auffallenden Lichte hell, im durchfallenden dunkel und trübe; sie enthalten meist nur wenig Ton, so daß sie nach der Entkalkung oft nur mit Mühe verfolgbar sind. Doch finden sich gelegentlich auch kleine Quarzkörnchen in den Spindeln eingewachsen. Einzelne konzentrische Lagen können von der Seite her stellenweise auch in die Spindeln hineinreichen oder durch sie ganz hindurchgehen, allein auch hier ist eine Gesetzmäßigkeit nicht feststellbar. Die Spindeln sind eben nur Partien, in denen die feine radiale Struktur ganz oder zum größten Teile fehlt. Sehr geneigt ist die Spindelmasse zur kristallinischen Umlagerung, zur Bildung gröberer Kristallkörner, wodurch sich dann die Spindeln noch kräftiger von der konzentrisch und radial struierten Masse abheben.

25. Die Anordnung der Spindeln in einem Ooid ist durchaus gesetzlos und unregelmäßig. Ob die Angaben von DEICKE in seiner für seine Zeit ganz hervorragenden Untersuchung: „Die Struktur des Roggensteins bei Bernburg“ in der Zeitschrift für die ges. Naturwissenschaften, Halle 1853, S. 188, sich auf diese Spindeln oder auf die in dem folgenden Abschnitt zu besprechenden Kegel beziehen, läßt sich nicht mit völliger Sicherheit entscheiden; jedenfalls fehlt bei beiden Strukturarten eine geometrische Anordnung der Strahlen. Auch lassen sich nicht Hauptstrahlen und Strahlen oder Spindeln mehrerer Ordnungen unterscheiden. Was eben zunächst die Spindeln anbetrifft, so sind sie in einem und demselben Ooid bald kurz, bald lang, bald dünn, bald dick, sie strahlen vom Mittelpunkt bald enger nebeneinander, bald mehr vereinzelt aus. Wenn die Ausbildung der Spindeln auch meist lange nicht so schön ist wie in dem zur Abbildung Taf. IV, Fig. 2, gewählten Ooid, so ist diese Strukturart doch überall wohl charakterisiert und leicht und scharf zu unterscheiden von der Kegelstruktur.

VI. Kegelstruktur der Ooide.

26. Bei der Spindelstruktur sind die Spindeln und die konzentrischen Lagen, die von ihnen durchbrochen werden, ungefähr gleich fest. Bei derjenigen Struktur, die als Kegelstruktur der Ooide bezeichnet werden soll, besteht ein Ooid aus mit ihren Spitzen gegen den Mittelpunkt konvergierenden kalkigen Kegeln, die voneinander durch die an Ton und Sand reiche Masse der „Interradien“ getrennt sind. Die Kegel haben einen rundlichen, mehr oder minder unregelmäßigen Querschnitt, und der Scheitelwinkel variiert auch zwischen weiten Grenzen. Die Form wird aus den Abbildungen Taf. IV, Fig. 3 und 5, besser zu erkennen sein als aus einer Schilderung. Die Kegel haben den oben beschriebenen Aufbau aus konzentrischen Lagen mit feiner radialer Struktur. Die Aufeinanderfolge der verschiedenartigen Lagen ist oft in allen Kegeln eines Ooides genau dieselbe, obwohl die Schalen benachbarter Kegel nicht in unmittelbarem Zusammenhange stehen. Doch sind Ausnahmen von dieser Regel wohl vorhanden; es sind dann die Kegel wenigstens stellenweise jeder für sich mit seiner Phase weiter gewachsen. Der Krümmungsradius der Lagen der einzelnen Kegel ist oft etwas kleiner als der des ganzen Ooides an der betreffenden Stelle. Gerade dadurch erhalten die durch Verwitterung und Frost isolierten Ooide mit solchem Aufbau ihre höckerige Außenfläche; beim Schütteln

und Auswaschen solcher isolierten Ooide spalten dann wohl winzigste kleine Schälchen von den einzelnen Kegeln ab, den Beweis gebend, daß die einzelnen Kegel eines Ooides viel weniger innig miteinander verwachsen sind als die Teile eines Ooides mit Spindelstruktur. Bereits DEICKE[1]) gab eine verhältnismäßig recht gute Abbildung eines solchen Ooides mit Kegelstruktur.

27. Die Kegel werden voneinander getrennt durch die Interradien, wie die Massen bezeichnet werden sollen. Die Interradien enthalten auch noch Kalkspat, aber stets sind sie reich an Ton und vor allem an kleineren Sandkörnern. Eine besondere Struktur ist in ihnen nur insofern vorhanden, als radiale Anordnung der Elemente noch immerhin deutlich, Lagenstruktur aber gar nicht vorhanden ist. Die Masse der Interradien ist also noch nicht einfach ein Mergel, wie er als Zement der Ooide auftreten kann. Werden die Schliffe entkalkt, so bleiben die Interradien ausgeprägt liegen, obwohl auch aus ihnen Bläschen von Kohlensäure in Menge aufsteigen. Bei sehr vorsichtigem Verfahren und mit sehr stark verdünnter Salzsäure arbeitend kann man sogar ganze isolierte Ooide entkalken, und es bleibt dann ein ganz lockeres Gerüst von Ton und Sand übrig; die kalkigen Kegel sind wenigstens nach außen hin mehr oder minder isoliert, die Interradien hängen untereinander zusammen.

28. In Dünnschliffen zählt man in zentralen Schnitten 6 bis 9 und mehr solcher Kegel; niemals ist in den Ooiden eines und desselben Handstückes, ja selbst nicht eines Präparates, eine gleichmäßige Zahl und Form der Kegel vorhanden. An isolierten Ooiden von ungefähr 4 mm Durchmesser von Cönnern wurden 19—44 Kegel auf der Oberfläche gezählt. Im allgemeinen sind bald wenig, bald viel einzelne Kegel in einem Ooid vorhanden, sie können aber auch vereinzelt neben sonst herrschender, reiner Lagenstruktur auftreten; es sind dann die Interradien auf einen Teil des Ooides beschränkt. Exzentrische, mehr tangentiale Schnitte durch Ooide, die aus viel Kegeln bestehen, zeigen einzelne kleine Kalkpartien von rundlichen Umrissen in Mergel liegend, die aber doch im Dünnschliff augenscheinlich ihre Zusammengehörigkeit zu einem Ooid offenbaren. Im polierten Handstück ist das bisweilen nicht so augenscheinlich, und zwar deshalb oder dann nicht, wenn die Masse der Interradien in bedeutendem Grade übereinstimmt mit der mergeligen Masse.

[1]) a. a. O. Taf. V, Fig. 1.

die die Ooide zu einem Oolith verbindet; nur sind in den Interradien die Quarzkörner doch stets kleiner und spärlicher als in dem Zement des betreffenden Gesteins.

29. Bei der Entstehung eines solchen Ooides mit Kegelstruktur wuchsen die organischen Bildner an einzelnen Stellen in konzentrischen Lagen mit ihrer feinen, radialen Struktur weiter, indem dabei die im Wasser schwebenden und dann sich an den Körper der wachsenden Ooide anlagernden Ton- und kleineren Sandteilchen von den organischen, lebenden Bildnern bei Seite geschoben wurden, angehäuft wurden in den Interradien, in denen wiederum die Kalkbildner zwar auch noch vorhanden waren, aber wegen der sich dort anhäufenden allothigenen Gemengteile nicht mehr normale, d. h. radiale und konzentrische Anordnung annehmen konnten, sondern nur noch mehr oder minder radiale. Es ist durchaus nicht abzusehen, wie sich ohne Zuhilfenahme von Lebensäußerungen organischer Wesen der Aufbau solcher Ooide aus Kegeln durch rein anorganische Vorgänge, etwa durch konkretionäre Bildungen in bewegtem Meereswasser, wie man vielfach gesagt hat, sollte erklären lassen. Wo sehen wir denn im Laboratorium oder in der Natur etwas Ähnliches?

VII. Ooidbrut.

30. Neben den Ooiden, die als „ausgewachsen" bezeichnet werden können, welche Größe sie auch sonst haben mögen, enthalten viele Rogensteine auch noch recht kleine Ooide, die als Brut bezeichnet werden mögen. Es paßt dieser Ausdruck zwar vom biologischen Standpunkt aus nicht recht, aber ich glaube doch, daß er gerade das Charakteristische der Erscheinungsweise zum Ausdruck bringt, weil man die einzelnen Ooide, die Stöcke, auch als Individuen auffassen kann. Die Größe der als Brut zu bezeichnenden Ooide beträgt im Mittel 0,25 mm; sie sinkt hinab bis zu 0,1 mm — nicht tiefer! — und andererseits kann man in manchen Vorkommnissen auch noch in Menge vorhandene Ooide von 0,5 mm zur Brut rechnen. Es tritt eben die Brut zunächst in starken Gegensatz zu ausgewachsenen Ooiden, wie das Taf. IV, Fig. 3, zeigt. Es gibt Rogensteine, in denen die ausgewachsenen Ooide einen 50—60 mal größeren Durchmesser besitzen als die Brut, mit der Masse nach gleichen Anteilen an ausgewachsenen Ooiden und Brut, ohne daß weder in zahlreichen Präparaten noch in den Handstücken auch nur ein Ooid von intermediärer Größe zu finden wäre. Andererseits gibt es Rogensteine, die ausschließlich aus Brut bestehen,

nämlich die 1807 von FREIESLEBEN unter dem Namen Hornmergel aufgeführten, von HOFFMANN 1823 „noch passender“ (NAUMANN a. a. O. I, 515) Hornkalk genannten Vorkommnisse, die schon 1864 von W. E. VON BRAUN als „mikroskopischer Rogenstein“ erkannt wurden[1]).

31. Die Ooidbrut hat wohl gewiß ursprünglich keine andere Struktur besessen als die zentralen Partien der ausgewachsenen Ooide. Wenn man aber bedenkt, daß eine Umkristallisierung des Kalkspates der Ooide doch wohl teilweise erst erfolgt ist, nachdem diese Stöcke abgestorben waren, so wird es verständlich, daß die Brut vielfach und namentlich gerade in ihren kleinsten Formen jetzt eine etwas besondere Struktur darbieten kann. Die Brut hat durch ihre ganze Größe eine mehr gleichmäßige Umkristallisierung erfahren; es konnten sich nicht die in Abschnitt *12* erwähnten Kriställchen bilden, es wurde vielmehr gleich die Struktur des ganzen Ooides gröber radialstrahlig mit dickeren Kristallfasern. Es fehlt ihnen meistens gut ausgebildete konzentrische Lagenstruktur, und sie scheinen bei ihren der Dicke der Präparate nahezu gleichen Durchmessern von der verkittenden Grundmasse des Gesteins nicht scharf getrennt zu sein. Doch kommt gelegentlich auch recht gute konzentrische Struktur in ihnen vor, und in den meisten Fällen sind wenigstens einige konzentrische Zonen zu unterscheiden. Irgend welche radiale Struktur ist in ihnen immer zu beobachten, Spindelstruktur mit stumpf nach außen endigenden Spindeln ist sogar sehr oft deutlich ausgebildet erhalten. Kegelstruktur gibt sich nur bisweilen durch gekerbten Rand der Durchschnitte zu erkennen; meist ist die Brut außen glatt.

VIII. Aufbau der Ooide.

32. Auf das Brutstadium soll gleich das Stadium der ausgewachsenen Ooide folgen; eine weitere Unterscheidung würde sich nicht genügend begründen lassen. Es gibt von der Brutgröße an alle Größen unter den Ooiden bis zu 7 mm Durchmesser im Maximum. Ich habe nur ein einziges Ooid in einem Mauerstein in Ilsenburg gesehen, das ungefähr 10 mm Durchmesser hatte. Es finden sich durchaus nicht größere Ooide in weiterer Verbreitung als von 7 mm Durchmesser, und auch solche Riesen sind nur in wenigen

[1]) Vgl. E. W. VON BRAUN: Beiträge zur Kenntnis der sphäroidischen Concretionen des kohlensauren Kalkes, in Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss., Halle 1864, S. 97.

Vorkommnissen vorhanden; ich fand sie bei Aderstedt bei Bernburg und bei Eggerode bei Thale am Harz. Alle in der Literatur vorhandenen Angaben über bis kirschgroße und noch größere Ooide sind irrtümlich oder beziehen sich nicht auf einheitliche Ooide, sondern auf weiter unten zu erwähnende Dinge.

33. Die besondere Struktur der Ooide ist nun zum Teil einfach abhängig von der Größe, indem größere Ooide im allgemeinen eine kompliziertere Struktur haben als kleinere. Sonst aber muß die Struktur abhängen von Wachstumsbedingungen, d. h. von den Lebensverhältnissen der organischen Bildner und von besonderen Verhältnissen der einzelnen Stöcke. Gelegentlich haben die meisten Ooide eines Oolithes ziemlich dieselbe Art der Struktur, doch herrscht bei großen Ooiden in einem Gestein fast niemals nur eine Strukturart. Umgekehrt ist es nicht selten der Fall, daß sich sehr verschiedene Strukturarten in einem und demselben Vorkommnis, ja in einem und demselben Präparat vorfinden. Auch können verschiedene Strukturverhältnisse in einer und derselben Bank in verschiedenen Niveaus vorkommen. Eine gewisse Abhängigkeit der Struktur der Ooide von der Beschaffenheit des ganzen Gesteins ist insofern zu erkennen, als die Kegelstruktur besonders gern dann auftritt, wenn im Zement zwischen den Ooiden auch viel allothigene Gemengteile vorhanden sind. Eine wesentliche Verschiedenheit der Struktur nach der geographischen Verbreitung habe ich mit Sicherheit nicht erkennen können.

34. Als erste Gruppe der Strukturarten sind diejenigen anzuführen, bei denen nur eine Art der oben in den Abschnitten *15—29* beschriebenen allein für sich in dem ganzen Ooid vorhanden ist oder doch ganz stark vorherrscht. Reine Lagenstruktur tritt nur ausnahmsweise auf, meist zeigen sich im Kern Andeutungen von Spindel- oder in der Peripherie Beginn der Kegelstruktur. Doch findet man gelegentlich vereinzelt auch recht große Ooide, die reine Lagenstruktur besitzen. Reine Spindelstruktur, bei der die Spindeln fast unmittelbar im Mittelpunkt beginnen und bis an die Peripherie reichen, ist nicht gerade selten, doch nur bei Ooiden vorhanden, die einen Durchmesser von höchstens 2 mm haben. Reine Kegelstruktur, bei der die Kegel wenigstens sehr nahe dem Mittelpunkt beginnen, ist auch nicht sehr häufig, doch erreichen solche Ooide selbst eine Größe von 3—4 mm Durchmesser; in den zentralen Partien kann man oft eine unbedeutende Entwickelung von Spindeln erkennen.

35. Eine zweite Gruppe von Ooiden zeigt zonenweise gemischte Struktur. Schon DEICKE unterschied solche Zonen im Aufbau der Ooide; ich ziehe es aber bei aller Achtung vor seinen Untersuchungen vor, doch nicht erst eine Deutung seiner Angaben nach den hier gegebenen Anschauungen zu versuchen. Das gewöhnliche Verhältnis ist nun das, daß Spindelstruktur im zentralen Teil, dagegen Lagen- und Kegelstruktur im übrigen Teil herrscht. Um einen Ooidkern mit reiner Spindelstruktur legt sich eine mehr oder minder breite Zone mit reiner Lagenstruktur, wie in Taf. IV, Fig. 1. Mehrmals wurde in Präparaten festgestellt, daß die größeren Ooide die kombinierte Struktur, die kleineren die einfache Spindelstruktur aufwiesen. Bei einem zweiten Typus folgt wie in Taf. IV, Fig. 3 und 5, auf die innere Spindelstruktur nach außen hin sogleich Kegelstruktur. Die Spindeln haben im auffallenden Licht in Präparaten, wie oben angegeben wurde, hellere Färbung als die Partien mit reiner Lagenstruktur zwischen ihnen, weil sie wesentlich aus wirr gelagerten und sehr kleinen Kalkspatkörnchen bestehen; die Interradien bei der Kegelstruktur dagegen sehen bei auffallendem Licht wegen ihres Reichtums an kleinen Quarzkörnchen dunkler aus als die Kegel. Deshalb scheint auf den ersten Blick kein Zusammenhang zwischen Spindeln und Interradien zu bestehen; aber doch fangen wenigstens meist die Interradien da an, wo die Spindeln aufhören. Es können aber die Interradien auch ganz unabhängig von den Enden der Spindeln auftreten. Besonders beachtenswert ist das Verhältnis, daß die umgekehrte Folge, innen Kegel und außen Spindeln, durchaus niemals vorkommt.

Seltener im allgemeinen ist der Aufbau der Ooide derart, daß die zentrale Partie Kegelstruktur, die peripherische reine Lagenstruktur aufweist. Dann können die Interradien sich entweder auskeilen, oder sie hören plötzlich auf, sie werden plötzlich von der reinen Lagenstruktur überwuchert. Bisweilen erscheinen in der peripherischen Partie mit reiner Lagenstruktur nochmals kleine Anläufe zur Kegelstruktur, ohne daß dann kleine Stückchen von Interradien den Habitus des Ooides im ganzen merklich ändern.

Nicht selten jedoch ist an den größeren, bisweilen aber auch an kleineren Ooiden ein Aufbau aus drei Zonen zu beobachten; es folgen aufeinander von innen nach außen: Spindel-, Kegel- und Lagenstruktur oder Spindel-, Lagen- und Kegelstruktur. Nur in einem Vorkommnis von der Asse

wurden vierzonige Ooide gefunden mit der Folge: Spindel-, Lagen-, Kegel- und nochmals Lagenstruktur.

36. Nach den in den vorigen beiden Abschnitten aufgezählten 8 oder 9 Typen sind alle Ooide aufgebaut, so verschieden die einzelnen Vorkommnisse auf den ersten Blick auch aussehen mögen. Die angeführten Typen sind nicht bloße Abstraktionen, sondern die wirklichen Repräsentanten vorkommender Arten des Aufbaues. Irgendwie komplizierterer Aufbau herrscht vor einfacherem vor, und hierdurch zeichnen sich die Rogensteine des norddeutschen Buntsandsteins in der Tat vor vielen Oolithen anderer Formationen aus. Und entspricht nicht der Aufbau von innen nach außen etwa mit Spindel-, Kegel-, Lagenstruktur den Angaben F. E. BRÜCKMANNs in seinem „Specimen physicum exhibens Historiam naturalem Oolithi seu Ovariorum piscium et concharum in saxa mutatorum", Helmstedt 1721, der in den Ooiden *„crustam, albumen et vitellum armatis oculis"* zu sehen glaubte?

37. Die Ooide mit fremdem Kern in Gestalt eines Schieferbruchstückes zeigen sonst keine besonderen Arten des Aufbaues; im allgemeinen aber haben sie weniger regelmäßigen Aufbau aus verschieden struierten Zonen als die Ooide ohne erkennbaren fremden Kern. Um den fremden Kern legen sich die ersten Lagen knapp an, und etwaige Unregelmäßigkeiten des Umrisses werden schnell ausgeglichen. Nur ausnahmsweise wurde beobachtet, daß neben dem fremden Kern noch ein besonderer organischer Mittelpunkt auftrat. Im ganzen weicht die Gestalt der Ooide mit fremdem Kern, die kaum einen größeren Durchmesser als von 3 mm erreichen, von der typischen Kugelform gern etwas ab; solche Ooide leiten hinüber zu den walzenförmigen Ooiden.

IX. Walzenförmige Ooide.

38. Ooide ohne fremden Kern haben nur ausnahmsweise nicht Kugelform, sondern die Gestalt von kurzen, dicken Walzen, während umgekehrt die mit fremdem Kern nur selten gute Kugelform aufweisen; ja es könnten die kreisrunden Durchschnitte mit fremdem Kern in den Präparaten nur Querschnitte durch kurze Walzen sein. Es muß betont werden, daß die etwas länglichen Körper ohne fremden Kern nicht etwa erst durch mechanische Einwirkung ihre Form erhalten haben, die, wie gezeigt werden wird, die Ooide in ganz anderer Weise angreift. Solche etwas länglichen Ooide haben primäre Form; sie finden sich gelegentlich einmal vor, und wenn sie in der

Brut, in den sog. Hornkalken, besonders häufig auftreten, so mag die Ursache davon sein, daß in Präparaten mit Brut ja unverhältnismäßig mehr Ooide zur Beobachtung gelangen als in Dünnschliffen mit einigen wenigen großen Ooiden.

Es gibt jedoch außer solchen nur wenig von der Kugelform abweichenden Ooiden auch solche, die eine ausgesprochen walzenförmige Gestalt haben, z. B. fünfmal so lang als dick sind. Solche Walzen bilden den Übergang zu Körpern, die geradezu als stabförmig zu bezeichnen sind. Und diese Stäbe sind unzweifelhaft, wenigstens in den meisten Fällen, nicht nur etwa als Querschnitte durch ganz platte Ooide zu deuten, sondern sie haben wirklich die Form dünner langer Walzen.

39. Die Struktur dieser stark walzenförmigen Ooide ist im allgemeinen auch viel weniger mannigfaltig als die der kugeligen Ooide. Konzentrische Lagenstruktur und radiale Struktur ist zwar stets vorhanden, oft aber recht undeutlich; Spindel- und Kegelstruktur ist nur in schlechter Ausbildung und dann auch noch nur selten zu beobachten. Wenn kein fremder Kern vorhanden ist (oder nur im Präparat nicht vorhanden ist?), zeigt die zentrale Partie, besonders der stabförmigen Ooide, eine wirre Lagerung der kleinsten Teilchen, sie ist also strukturlos. Eine Umkristallisierung der zentralen Partie wurde auch beobachtet. Auffällig sind die seltenen walzenförmigen Ooide, die auf der einen Seite von der Achse aus dicker sind als auf der anderen; an einigen orientierten Dünnschliffen konnte mit völliger Sicherheit festgestellt werden, daß die obere Seite, die nach dem Hangenden der Schicht gerichtete Seite horizontal liegender walzenförmiger Ooide, die dickere ist. Es scheint dieses mehr einseitige Wachstum im Zusammenhange zu stehen mit der Beschaffenheit des ganzen Gesteins; die walzenförmigen Ooide und besonders die stark gestreckten treten erstens in sehr sandreichen Gesteinen auf und zweitens in den Stromatolithen. In diesen letzteren erscheint es manchmal geradezu zweifelhaft, ob die extrem langen Formen, die bis zehn und noch mehr mal so lang als dick sein können, noch zu den Ooiden zu rechnen sind. Doch würde es schwer sein, eine Grenze zu ziehen, da sich alle Formen von den wenig von der Kugelform abweichenden bis zu den lang stabförmigen finden.

X. Hemiooide.

40. Als sehr merkwürdige und schwer zu erklärende Dinge treten in einigen wenigen Vorkommnissen von Oolithen

die Hemiooide auf. Mit diesem Namen werden halbierte Ooide, die dann noch weiter gewachsen sind, bezeichnet. Die Abbildung Taf. V, Fig. 2, mag zunächst eine Vorstellung von diesen Dingen geben. Im Handstück sind sie nur zu erkennen, wenn es Bruchflächen durch Ooide aufweist, und auch dann nur schwer. Obwohl ich mir beim Sammeln jedes Stück auch mit der Lupe angesehen habe, fand ich die Hemiooide doch erst in den Präparaten auf, da sie nur an einer Stelle verhältnismäßig häufig waren. Ein Hemiooid entsteht, indem Bruchstücke eines noch im Wachstum begriffenen, noch lebenden Ooides noch weiter wachsen. Nach der Zerstückelung überzieht die nächste sich bildende konzentrische Lage sofort auch die Bruchfläche, und dann geht das Wachstum mehr oder minder lange auf allen Seiten gleichmäßig fort, so als wenn dem Ooid überhaupt nichts passiert wäre. In weitaus den meisten Fällen sind die Bruchstücke Hälften von Ooiden, indem die Bruchfläche gerade durch den Mittelpunkt oder nur wenig davon entfernt hindurchgeht. Doch treten als Bruchstücke auch größere oder kleinere Kalotten oder Stücke auf, die auf eine Zerteilung eines Ooides in mehrere Stücke durch einen Akt hinweisen. Nur in einem Exemplar wurde ein zweimal zu verschiedenen Zeiten zerbrochenes Ooid gefunden: ein Ooidstück wuchs weiter, das noch wachsende Hemiooid wurde zum zweiten Male zerbrochen und wuchs auch dann noch weiter.

41. Die von der Spaltung betroffenen Ooide sind meist bereits recht groß gewesen; Bruchstücke von kleineren Ooiden sind sehr selten, und von der Brut wurde kaum jemals unter den Tausenden in Präparaten durchmusterter Individuen ein Bruchstück gefunden. Die Struktur der von der Zerstückelung betroffenen Ooide kann verschieden sein, doch herrscht mehr oder minder reine Lagenstruktur vor. Die Dicke der neuen Anlagerungen schwankt sehr, selbst in einem Präparat; manche Bruchstücke sind nur von wenigen umlaufenden Lagen umrindet, an anderen beträgt die Dicke der neuen Anlagerung vielleicht ein Drittel und mehr der Länge des Radius an der unversehrten Seite des Ooides. Gelegentlich zeigt sich in der neuen Hülle auch Kegelstruktur, auch über der Bruchfläche. Ganz unzweifelhaft aber verdankt die neue Anlagerung denselben Bildnern ihre Entstehung wie das ursprüngliche Ooid.

42. Die schönsten, größten und zahlreichsten Hemiooide fanden sich in einem Oolith, von dem ich einige wenige Stücke auf einem Felde unweit Aderstedt bei Bernburg wegen der

Größe der Ooide gesammelt hatte, ohne daß dort irgend etwas von anstehendem Gestein entblößt war. In den zahlreichen Dünnschliffen von diesem Vorkommnis waren von ungefähr 147 Ooiden 34 Hemiooide. Diese Zahlen geben aber wohl nicht das richtige Verhältnis, da von dem Handstück dünne Platten geschnitten wurden, und es somit möglich oder gar wahrscheinlich ist, daß bisweilen ein Ooid in zwei Schliffen zum Durchschnitt gelangt ist. Immerhin kann man behaupten, daß ungefähr der vierte Teil der großen Ooide dieses Vorkommnisses Hemiooide sind. In viel geringerer Anzahl wurden typische Hemiooide in Rogensteinen von Bründel bei Bernburg, von Wienrode bei Blankenburg am Harz und an der Asse bei Remmlingen in Braunschweig gefunden. Eine andere Art halber Ooide ohne umlaufende Hüllen wird weiter unten im Abschnitt *77* bei den Stromatolithen erwähnt werden.

43. Es ist recht schwierig, Anhaltspunkte für die Erklärung der Zerteilung der in den Hemiooiden vorhandenen Ooide zu finden. Eine mechanische Zertrümmerung der Ooide etwa durch den Wellenschlag erscheint ausgeschlossen, denn einer solchen Erklärung steht sowohl die Seltenheit der Hemiooide nach Vorkommnissen entgegen wie der Umstand, daß die Ooide stets einfach glatt zerteilt sind, ohne sonstige Beschädigungen aufzuweisen; Spuren irgend welcher Abrollung sind durchaus nirgends bei den Ooiden festzustellen, und bei den Hemiooiden kommt noch hinzu, daß die Bruchflächen wieder überhüllt wurden zugleich mit dem Weiterwachsen der unbeschädigten kugeligen Fläche, ohne daß die scharfen Kanten der Bruchfläche erst abgerundet wurden. Von Tieren, die durch ihr Gebiß oder sonstwie die Ooide zerteilt haben könnten, haben wir absolut keine Nachricht, da Tierreste in den Rogensteinen fehlen.

Nur eine Erklärung hat Anspruch auf Wahrscheinlichkeit, nämlich die, daß unter gewissen Verhältnissen wachsende oder noch lebensfähige Ooide ohne äußere Gewalt zerspringen konnten infolge von Spannungen in ihrer Masse. Zur Stütze dieser Anschauung kann folgendes herbeigezogen werden. Erstens sind es ganz vorherrschend große Ooide, die zerteilt wurden. Zweitens sind es solche ohne ausgeprägte Kegelstruktur, also solche, die eine sehr dichte, gleichmäßige Beschaffenheit haben. Drittens finden sich die Hemiooide nie ganz vereinzelt, sondern immer in größerer oder geringerer Anzahl; wenn in einem Präparat eines Vorkommnisses ein Hemiooid gefunden wird, dann wird man in weiteren Präparaten meist nicht vergebens darnach suchen.

Dieses Verhalten bedeutet, daß sich unter gleichen Lebensbedingungen auch gleiche Spannungen in den groß gewordenen Ooiden einstellen konnten. Wodurch die Spannungen entstanden sind, ist gewiß auch schwer zu erklären. Es ist aber wohl nicht undenkbar, daß im Mittelpunkt eines Ooides schon Umkristallisierung eintrat, während es in der Peripherie noch wuchs. Jedenfalls kann aber zur Erklärung des Zerspringens der Ooide der Umstand zur Hilfe herbeigezogen werden, daß die Ooide auf wenig angewitterten Bruchflächen von Oolithen gar nicht selten radiale, wenig tief eindringende Sprünge aufweisen, die nicht etwa ausgewitterte Spindeln oder Interradien sind. Neigung zum Zerspringen haben also die Ooide noch jetzt in den Gesteinen, ja es beruht wohl, wenigstens zum Teil, gerade darauf die Verwendbarkeit der Rogensteine zur Anfertigung bossierter Pflastersteine. Was aber die oben erwähnten gewissen Verhältnisse anbetrifft, unter denen die Ooide zerspringen konnten, so läßt es sich recht wohl vermuten, daß diese Ooide zeitweilig trocken lagen auf dem Strande; durch Austrocknen verlieren niedrigste Pflanzen nicht ihre Lebensfähigkeit.

XI. Ooidviellinge.

44. Obwohl die Ooide stets in Menge sich bildeten, so kommt doch nur recht selten der Fall vor, daß zwei kleine Ooide miteinander verwachsen, und dann doch jedes für sich weiter wächst. Zwischen den beiden Ooiden bildet sich dabei eine relativ ziemlich breite Zone mit wirrer, regelloser Struktur, über die keines der Ooide beim Weiterwachsen hinausgreift. Jedes Ooid ist dann einseitig im Wachstum behindert, und es bildet sich bis zum Aufhören des Wachstums keine gemeinschaftliche Hülle um beide Ooide. In der Abbildung Taf. IV, Fig. 6, sind sogar deutliche Lücken auf beiden Seiten der Berührungslinie zur Ausbildung gelangt. Mehrfach wurden zwei und drei Ooide in dieser Weise verwachsen beobachtet.

XII. Polyooide.

45. Den seltenen Ooidzwillingen und -drillingen stehen gegenüber die mehrkernigen Ooide oder Polyooide, bei denen mehrere kleine Ooide von weiteren gemeinsamen Hüllen mit gleicher Wachstumsphase umgeben werden wie in Taf. V, Fig. 4. Je nach der Anzahl derselben kann man von Binonen, Ternionen usw. sprechen. Die kleinen Ooide, die sich aneinander lagern, pflegen dieselbe Größe zu haben;

es kommt jedoch auch vor, daß sich an ein etwas größeres Ooid ein kleineres anlegt, und nun der Komplex beider alsbald von gemeinsamen Hüllen umgeben wird. Da es durchaus nur kleine Ooide, Brut, sind, die sich aneinander legen, so findet meist bald eine Ausgleichung der Winkel zwischen den Ooiden statt; das ausgewachsene Polyooid ist wieder eine regelmäßige oder doch ziemlich regelmäßige Kugel (*sit venia verbo*), namentlich wenn die Dicke der Hüllschichten den Durchmesser der aneinander gelagerten Ooide beträchtlich übertrifft. Die Polyooide finden sich auch nur ziemlich spärlich in sehr verschiedenartigen Oolithen; nur einmal wurden ihrer auffällig viele unter den sehr kleinen Ooiden eines immerhin noch als sehr feinkörnig zu bezeichnenden Rogensteins von Gr.-Leinungen bei Wallmoden am Südrande des Harzes gefunden. Ein Grund, weshalb sich einmal kleine Ooide zu Viellingen, ein andermal zu Polyooiden vereinen, ist nicht zu erkennen gewesen. Der verschiedenartige Aufbau bei beiderlei Dingen ist augenscheinlich.

XIII. Ooidbeutel.

46. Am Schlößchenberg bei Sangerhausen, in der Nähe von Ilsenburg und an der Asse finden sich Oolithe, die neben einzelnen Ooiden auch kleinere oder größere Partien von Ooiden enthalten, die von einer gemeinsamen Hülle umschlossen werden. Diese oft völlig geschlossenen Ooidbeutel sind schon auf dem Querbruch der Oolithe zu erkennen, oder sie treten auf Spaltungsflächen des Gesteins, namentlich wenn es schon etwas von der Verwitterung angegriffen ist, wie bei Ilsenburg, mit ihrer kontinuierlichen, buckeligen oder höckerigen Hülle hervor. Manche Beutel sind nur klein, mit 1—2 cm Durchmesser; sie mögen Anlaß gegeben haben zu der Erwähnung sehr großer Ooide, die wir in der Literatur finden. Andere Beutel, die stets flache Formen aufweisen, haben einen Durchmesser von 7—10 cm und eine Dicke von etwa 1,5—2,5 cm. Auch noch viel größere Beutel kommen vor, die erst recht flach, niemals annähernd dick, bauchig sind. Die Wand der Beutel, die Hülle um die Ooidpartien, ist stets verhältnismäßig dünn; sie war z. B. bei einem Beutel von 7 cm Durchmesser und 1,5 cm Höhe nur 0,6 mm dick. Infolge dieser Dünne erscheint eben die Oberfläche der Beutel kleinbuckelig, indem die größeren Ooide im Beutel diesen gleichsam stellenweise nach außen pressen. Mehrfach konnte beobachtet werden, daß die Beutel nicht ganz geschlossen waren; diese Erscheinung kann zweierlei

Ursachen haben, denn einmal kann die Hülle von Anfang an nicht völlig geschlossen gewesen sein, dann aber kann sie stellenweise später bei der Verfestigung des Gesteins zerstört, aufgelöst worden sein, ganz in der Art, wie auch Ooide teilweise aufgelöst worden sind, worüber in Kapitel XV. berichtet werden wird. Als extremer Fall der ursprünglich nicht ganz geschlossenen Beutel kann die Erscheinung angesehen werden, daß im Rogenstein wohlbegrenzte Partien von Rogenstein liegen, die ihren Eigenschaften nach mit dem Inhalt von Beuteln übereinstimmen, an denen aber im Querbruche eine Hülle nur stellenweise oder vielleicht gar nicht zu beobachten ist.

47. Die Hülle der Beutel, vgl. die Abbildungen Taf. IV, Fig. 6 und Taf. V, Fig. 3 und 4, hat stets dieselbe feine radiale und die konzentrische Struktur wie die Ooide; ein Unterschied im Habitus oder in den Größenverhältnissen der Kalkfäserchen konnte nicht wahrgenommen werden. Es kommt auch Kegelstruktur in der Beutelhülle vor, und dann liegen wohl auch bisweilen kleinere Ooide in den „Interradien" der Hülle, indem sie da hineingerieten als fremde Bestandteile, wie Ton und Sand. Größere Ooide, die an die Beutelhülle anstoßen, stehen sehr oft zu ihr in dem Verhältnis, daß die Lagen der Hülle sich vollkommen gleichmäßig den konzentrischen Lagen des Ooides anschmiegen, wie in Taf. V, Fig. 3; die Ooide scheinen in die Hülle weiterzuwachsen. In anderen Fällen ist ein merkliches Absetzen der Hülle gegen die Ooide trotz der konzentrisch weiter reichenden Lagenstruktur zu beobachten; eine besonders lichte Kalkzone oder eine äußerst dünne Lage von allothigenen Partikelchen trennt die Hülle von den Ooiden. Da nun bisweilen auch Ooide an der Hülle scharf abgeschnitten, zerteilt sind, ein Verhältnis, wie es erst weiter unter bei den Stromatolithen in Abschnitt *77* ausführlicher besprochen werden wird, so könnte man recht wohl auf den Gedanken kommen, die Bildner der Ooide und die Bildner der Beutelhüllen seien voneinander spezifisch verschieden, es wären dann die Beutelhüllen als dünnste Stromatolithe, wie sie in Abschnitt *79* erwähnt werden, aufzufassen. Eine sichere Entscheidung ist nicht möglich; sie ist allerdings auch ohne Belang.

48. Die Beutelhülle umschließt nun je nach der Größe der Beutel viele bis viele hundert und bis viele tausend Ooide, die miteinander durch ein Gesteinszement verbunden sind. Die Ooide im Beutel sind dabei nach Größe und Struktur, bei Sangerhausen auch mit den fremden Kernen, ganz identisch mit denen des ganzen Oolithes, oder es tritt in den

Beuteln neben den gleichen Ooiden auch noch eine große Menge Brut auf, die dem ganzen Gestein da, wo alle Ooide frei für sich liegen, durchaus fehlt. Recht oft ist das Zement zwischen den Ooiden in den Beuteln reich an Kalk, arm an Sand, während im Zement zwischen den freien Ooiden das Verhältnis das umgekehrte ist. Auf angeschliffenen, polierten Flächen treten die Beutel deshalb oft schon durch höhere Politur und bisweilen auch durch etwas abweichende Farbe hervor. Zu erwähnen ist endlich noch, daß auch Beutel nebst einer großen Anzahl weiterer Ooide nochmals von einer Beutelhülle umschlossen werden können, so daß also Beutel in Beuteln vorkommen.

49. Die Beutel treten bisweilen vereinzelt im Gestein auf, meist aber ist ihrer gleich eine größere Anzahl vorhanden, und dann liegen sie oft nebeneinander in einem bestimmten Niveau, voneinander durch größere oder kleinere Partien freier Ooide getrennt. Stets liegen die Beutel mit ihren größten Dimensionen parallel der Schichtung, und man gewinnt unwillkürlich den Eindruck, als sei die Hülle der Beutel biegsam gewesen; wie ein mit Erbsen nicht prall gefülltes Beutelchen von dünnem Zeug sich flach auf ebener Unterlage ausbreitet, so liegen diese Ooidbeutel da. Durch umgebendes und darüber liegendes Haufwerk von Ooiden können dann die Beutel vor der endgültigen Verfestigung schwach eckige und kantige Formen annehmen. Solche Beutel mit ihrem meist kalkreichen Zement können geradezu wie Bruchstücke von Oolith im Oolith aussehen.

50. Die Ooidbeutel sind offenbar von hervorragender Bedeutung für die genetischen Verhältnisse der Oolithe. Man kann sich vielleicht vorstellen, daß einzelne Ooide vom Wellenschlag bewegt werden und durch Niederschläge von Kalkkarbonat anorganischen Ursprungs wachsen; allein daß nun eine Handvoll Ooide schleunigst zu einem Ganzen ohne Sandkörner, dagegen gerade mit reichlicher Brut zusammenbacken soll, das ebenso wie die kleinen einzelnen Ooide von den Wellen bewegt wird, bis es mit einer nur nach einem Bruchteil eines Millimeters dicken Kruste allseitig umhüllt ist, das wird wohl niemand glauben mögen. Die Entstehung der Ooidbeutel durch organische Wesen wird erst klar werden durch die Besprechung anderer Verhältnisse. Denn es fragt sich zunächst, woher das Kalkspatzement innerhalb der Ooidbeutel herstammt.

XIV. Zement der Oolithe und Dispulsionsstruktur.

51. Fast alle Rogensteine des norddeutschen Buntsandsteins enthalten mehr oder weniger Ton und Sand, die in das Wasser hinausgeführt worden waren, in dem sich die Ooide bildeten, und zugleich mit diesen zum Niederschlag gelangten. Mögen die Rogensteine in dünnen oder mögen sie in mächtigeren Schichten auftreten, immer sind sie gut geschichtet, und die einzelnen Schichten sind im allgemeinen verschieden reich an diesem allothigenen Material. Aber auch in einer und derselben Schicht oder Bank wechselt der Gehalt an Ton und Sand beständig, wenngleich das oft durch bloße Beobachtung des Anstehenden nicht zu erkennen ist, nach einzelnen Lagen und auch im Streichen der Schichten. Und auch die Eisenoxyde sind ungleich nach Schichten und oft auch innerhalb der einzelnen Schicht verbreitet. Dasselbe gilt in noch höherem Maße von dem Gehalt an Kalkspat als Zement der Oolithe; schon innerhalb eines Präparates kann man oft genug an Kalkspat arme und reiche Partien unterscheiden. Der Kalkspat ist im Zement stets vorhanden ohne Ton und Sand oder mit denselben in den verschiedensten Verhältnissen. Er erscheint in unregelmäßig begrenzten Körnchen von geringer Größe, die wirr durcheinander liegen und ohne Zweifel einen authigenen Gemengteil der Oolithe bilden. Irgend welche Eigentümlichkeit der Struktur besitzen diese Kalkspatkörner nicht. Auffällig ist nur das recht häufige Auftreten von einzelnen Kriställchen in der Form des Grundrhomboeders, die auch den sonst unregelmäßig körnigen Aggregaten von Kalkspat eingelagert sein können. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese Rhomboeder nicht aus reinem kohlensauren Kalk bestehen, sondern die Träger des geringen Magnesiumgehaltes sind, den die Analysen der Rogensteine aufweisen. Wenn grobe Kalkspatadern die Rogensteine oft ziemlich reichlich durchziehen, so verdanken diese offenbar sekundären Prozessen ihre Entstehung, vielleicht erst in der Zeit, nachdem die Gesteine aus der Tiefe emporgekommen waren und Lagerungsstörungen erlitten hatten.

52. Der Kalkspat des Zementes erfordert aber noch weitere Beachtung. In vielen Vorkommnissen sieht man die Ooide, namentlich größere, von einem Kranze von winzigen Kristallspitzen von Kalkspat umgeben, deren Hauptachse immer gegen den Mittelpunkt der Ooide gerichtet ist. Selbst größere Kalkspatindividuen des Zementes ohne Kristallform haben dieselbe optische Orientierung wie die Teile der Ooide, an die sie angrenzen. Die Kristallspitzen aber erzeugen

in den Oolithen wie sonst in vielen organogenen Kalksteinen die Struktur, die als Dispulsionsstruktur bezeichnet werden soll. Besonders in den an Zement-Kalkspat reichen Oolithen berühren sich die Ooide sehr oft nicht unmittelbar, sondern sie sind alle voneinander durch Zement-Kalkspat getrennt, mag dieser mit Kristallspitzen die Ooide umsäumen, wie sie in der Abbildung Taf. IV, Fig. 4, deutlich zu erkennen sind, oder nicht, was auch oft vorkommt. Diese Dispulsionsstruktur bietet die Abbildung Taf. IV, Fig. 3, in schwacher Vergrößerung dar. Nur ganz ausnahmsweise wurde es einmal beobachtet, daß durch solche Dispulsion Schalenstückchen von Ooiden abgetrennt worden waren; also waren die Ooide bei der Kristallisation des Zement-Kalkspates schon so fest, daß sie durch Kristallisationskräfte nicht mehr zerteilt werden konnten. Beiläufig bemerkt, es entspricht die Dispulsionsstruktur vollkommen der Struktur der Ringelerze in den Gängen.

53. Es gibt einige Vorkommnisse von Rogensteinen, in denen alle Ooide fast genau gleich groß sind, und die dabei nur äußerst wenig Ton und Sand enthalten; die Zwischenräume zwischen den Ooiden sind fast ausschließlich von kristallinischem Kalkspat so ausgefüllt, daß nirgends Poren vorhanden sind. Manche Oolithe scheinen wirklich das Maximum von Zement-Kalkspat zu enthalten, das dem Porenvolumen in einem lockeren Haufen von Kugeln entsprechen kann. Über die Herkunft dieses Zement-Kalkspats ist Bescheid zu geben. Denn es ist doch wohl in der Tat recht auffällig, in solchen Oolithen neben Kalkspatmassen mit einer besonderen, und zwar sehr feinen Struktur auch beinahe ebensoviel oder nicht viel weniger Kalkspat in Form von absolut reinen und strukturlosen Kristallkörnern zu finden. Solcher Kalkspat findet sich ja auch in zahllosen anderen Kalksteinen, und wir wissen über seine Herkunft herzlich wenig. Da zeigt sich nun in diesen Oolithen, daß die Ooide zwar alle möglichen Größen bis zu einem Maximum aufweisen können, daß aber durchaus niemals kleinere Ooide als von 0,1 mm Durchmesser vorkommen. Diese kleinsten Ooide zeigen noch stets besondere Struktur, und sie sind dabei doch noch lange nicht als mikroskopisch klein zu bezeichnen. Die kleinsten vorhandenen Ooide zeigen bereits deutlichste Wachstumserscheinungen, und zwar ganz bestimmt in den konzentrischen Lagen; sie haben gewiß ihre Größe erst allmählich erworben. Also müssen noch kleinere Stadien der Ooide bei der Bildung der Oolithe vorhanden gewesen sein. Nun wurde schon oben im Abschnitt *31* darauf hingewiesen,

daß die „Brut“ von Ooiden besonders starke Umkristallisierung zeigt, daß ihre Fasern gröber sind als die größerer Ooide. Da liegt es denn doch wohl nahe zu behaupten, daß die allerersten Anfangsstadien der Ooide so leicht der Umkristallisierung unterlagen, daß sie ganz zerfielen, ganz umgewandelt wurden, daß sie den Zement-Kalkspat lieferten. Bei der Besprechung der Typen der Oolithe wird es sich zeigen, daß augenscheinlich die Anhäufung der Ooide bisweilen so schnell vor sich ging, daß viele junge Kolonien, viele junge Ooide — sagen wir es nur geradezu — in dem Kampfe ums Dasein zugrunde gingen. Während einige Ooide noch wuchsen, begannen auch immer wieder andere ihr Dasein; die jeweilig jüngsten, denen durch Überschüttung mit größeren Ooiden, mit Ton und Sand die Lebensbedingungen entzogen wurden, zerfielen, und ihr Gehalt an Kalkkarbonat bildete das Zement für die größeren Ooide und die allothigenen Gemengteile.

Außer dieser ersten Herkunft des Zement-Kalkspates gibt es aber auch noch eine zweite.

XV. Impressionsstruktur.

54. In vorzüglicher Weise zeigen fast alle Rogensteine in bald stärkerem, bald geringerem Grade die Impressionsstruktur. Ich fasse unter dieser Bezeichnung alle Erscheinungen der Struktur in Kalksteinen zusammen, die in bekannter Weise durch Umsatz mechanischer Kräfte in chemisch wirksame erklärt werden können. Hier sind es die Ooide, in die Sandkörner, Rhomboeder des Zementes und auch Ooide eingepreßt werden. Immer und ausnahmslos geht die Impression ohne alle Deformation der Kugelform der Ooide vor sich; es wird einfach Kalkspat aufgelöst und weggeführt, und Ton und Sand bleiben liegen. Das wäre dann also die zweite Herkunft für den kohlensauren Kalk als Zement. Es kommen Dispulsions- und Impressionsstruktur zusammen in einem und demselben Stück vor, und darin ist kein Widerspruch vorhanden. Impression liefert den Kalkspat für Dispulsion; das Kalkkarbonat, das an einer Stelle aufgelöst wurde, setzte sich an anderer Stelle wieder als Kristallspitze oder Kristallkorn ab. Durch welche Vorgänge letzteres zu Stande kam, das zu erläutern, ist hier nicht der Ort. Denkbar wäre es, daß dabei auch eine weitere Wanderung des Kalkkarbonates stattfindet, so daß etwa in den an Zement-Kalkspat sehr reichen Oolithen, in denen überdies die Impressionsstruktur zu fehlen pflegt, nicht aller dieser Kalkspat von aufgelösten allerkleinsten

Ooiden herzurühren braucht, sondern aus der Nachbarschaft hinzugeführt worden sein kann. Zugleich mag aber noch an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß der Vorgang der Auflösung der winzigsten, niemals mehr erhaltenen Ooide wohl nicht sehr verschieden gedacht zu werden braucht von den Vorgängen bei der Impression.

55. Die Erscheinungen der Impression zeigen sich in den Rogensteinen im großen in den weit verbreiteten Stylolithen, die meiner Ansicht nach nichts mit dem Gebirgsbau zu tun haben. Viel größere Wirkungen aber werden durch die Impression im kleinen erzielt. Eingepreßt werden in Ooide zunächst die größeren allothigenen Quarzkörner, dann aber auch die weichen Biotitblättchen und die anderen selteneren allothigenen Gemengteile. Je größer die Quarze sind, um so leichter scheinen sie in die Ooide einzudringen. So fand sich besonders in einem feinstkörnigen roten Rogenstein (Hornkalk) von Remmlingen an der Asse, dessen Gemengteile Ooid-Brut und etwas größere Quarzkörner mit nur sehr wenig Ton sind, die Impressionserscheinung in prachtvollster Weise ausgebildet. Beachtenswert ist die Leichtigkeit, mit der auch Biotitblättchen in die Ooide eindringen und die noch weicheren Rhomboeder des Zementes. Diese wohl Magnesia enthaltenden Rhomboeder zeigen ja schon durch ihre eigene gute Form, daß sie gebildet worden waren, ehe das übrige kristallinisch-körnige Kalkspatzement fest wurde; sie konnten somit noch ebenso wirken wie die Sandkörner.

In typischer Weise dringen nun auch Ooide in Ooide ein, und zwar wohl immer kleinere in größere, Körper mit kleinerem Krümmungsradius in solche mit größerem, ganz, wie das längst von den Geröllen der Kalknagelfluh bekannt ist. Mit zackigen Linien, mit wahrhaften mikroskopisch kleinen Stylolithen dringen die Ooide ineinander ein, und der Ton- und Sandgehalt des aufgelösten Teiles häuft sich nebst Eisenhydroxyden auf diesen Linien an, so daß sie oft sehr kräftig und dunkel hervortreten.

Unzweifelhaft ist somit auch die Impressionsstruktur neben kristallinischem Kalkzement die Ursache der Festigkeit der Rogensteine, namentlich gerade der an Zement-Kalkspat armen und an Sandkörnern reichen Varietäten. Die Impression der Ooide ineinander erzeugt im Gestein stets senkrecht gegen die Schichtflächen stehende Ketten von Ooiden, wie Taf. V, Fig. 5 zeigt, die auf angeschliffenen Flächen vielfach leicht erkennbar hervortreten; 4—7 und noch mehr Ooide hängen von oben nach unten hin zusammen,

während sie von ihren seitlichen Nachbarn mehr oder minder großen Abstand durch Zement besitzen. Auf polierten Flächen oder in Schliffen parallel der Schichtung findet man niemals solche Ketten, die vielleicht nur gewissen ganz grobkörnigen Rogensteinen und sonst denen mit fast reinem und reichlichem Kalkspat-Zement fehlen.

56. Impression zeigen die Ooide, wo sie überhaupt kräftiger auftritt, meist ganz gleichmäßig durch das ganze Gestein. Es treten aber auch oft besondere Lagen im Gestein hervor, in denen die Impressionserscheinungen besonders stark erscheinen, so daß oft nur ein kleiner Rest von den Ooiden übrig geblieben ist, wie Taf. V, Fig. 6 zeigt. Auflösungslagen kann man diese Lagen nennen. Sie sind überall auf den Querbrüchen der Oolithe leicht zu beobachten, da sie meist recht scharf begrenzt sind. Sie sind 1—2, in anderen Fällen bis über 10 mm mächtig und liegen vielfach in mehreren Niveaus übereinander, voneinander durch Oolith getrennt, der nur in geringem und makroskopisch nicht auffälligem Grade Impressionsstruktur besitzt. Die Auflösungslagen verlaufen immer der Schichtung parallel und sind überall in derselben Weise zu finden, ganz gleich, ob die Bänke ungestört horizontal liegen wie in der Gegend von Bernburg oder schwach aufgerichtet sind wie bei Sangerhausen oder stark aufgerichtet wie an der Asse oder gar überkippt wie am Nordrande des Harzes von Ilsenburg bis Thale. Ganz unzweifelhaft sind die Schichten mit stärkster Störung der Lagerung nicht mehr von Auflösungslagen durchzogen als die ungestört liegenden. Aus alledem folgt, daß eine mechanische Bewegung und Pressung der Schichten durch gebirgsbildende Kräfte nicht als Ursache weder der Auflösungslagen, noch der Impressionsstruktur, noch der Stylolithen als makroskopischer Fälle von Impressionsstruktur in Frage kommt. Es ist einzig und allein der Druck der zur Ablagerung gelangenden Massen auf imprimierbares Material, der schon zur Buntsandsteinzeit diese Impression und damit auch die Zementierung der Oolithe durch kristallinischen Kalkspat verursachte. Daß die, wie gesagt, stets der Schichtung parallel liegenden Auflösungslagen recht auffällig scharf begrenzt sind, läßt sich wieder durch die primäre Beschaffenheit der Ooide einer solchen Lage und vielleicht in geringerem Grade durch die Menge der sehr rasch auf einmal darüber abgelagerten Sedimente erklären. Die wenigen Verwerfungen, die ich durch Rogensteine im Anstehenden gesehen habe, sind ohne allen Einfluß auf die Beschaffenheit der Auflösungslagen geblieben.

XVI. Chemische Umwandlung der Ooide.

57. Es ist bereits erwähnt worden, daß so ziemlich alle Ooide in allen Vorkommnissen wenigstens in geringem Grade und namentlich in den zentralen Partien eine molekulare Umlagerung des kohlensauren Kalkes erfahren haben. In manchen Vorkommnissen greift eine solche Umwandlung oder Umkristallisierung weiter um sich; es bilden sich etwas größere Kristalle mit scharfer Begrenzung im Mittelpunkt der Ooide; es bleibt schließlich nur ein schmaler Rand mit der ursprünglichen feinen konzentrischen Struktur übrig. Es geht das Ooid mit primärer Struktur über in ein Gebilde, das von C. W. VON GÜMBEL als Entoolith bezeichnet wurde. Meines Wissens sind Entoolithe niemals und nirgends primäre Bildungen, sondern nur Produkte einer chemischen Umwandlung. In den Rogensteinen läßt sich dieser Vorgang schrittweise verfolgen.

58. Nimmt an der Zusammensetzung der „Entoolithe", die gelegentlich z. B. bei Wallhausen am Südrande des Harzes, in Menge in einem Oolithe vorhanden sein können, noch kohlensaurer Kalk teil, so wandeln sich an anderen Stellen die Oolithe in ganzen Schichten in körnige Dolomite um. So z. B. in der Gegend von Cönnern; in den Erläuterungen zu Blatt Cönnern der Geologischen Spezialkarte von Preußen, Berlin 1884, gibt E. KAYSER S. 12 nur an: „Der mittlere Teil des Untern Buntsandsteins ist durch Einschaltungen von schwachen Bänkchen eines gelblichen oder weißlichen körnigen Dolomites anstatt des Rogensteins ausgezeichnet." Die Dolomite sind aber gewiß aus Rogensteinen hervorgegangen; neben Stücken mit rein körniger Struktur findet man auf den Lesesteinhaufen z. B. bei Mucrena an der Saale auch Stücke, die manchmal besser, manchmal gleichsam nur schattenhaft die Ooide erkennen lassen sowohl im Handstück wie im Dünnschliff. Ich führe dieses Verhältnis hier nur der Vollständigkeit halber an; diese Dolomite sind gewiß weiterer eingehenderer Untersuchung wert, da ursprüngliche und umgewandelte Gesteine, wenn sie vielleicht auch nicht derselben Ablagerung angehören, so doch dicht nebeneinander vorkommen. So kann man auch z. B. bei Wallhausen am Südrande des Harzes sehr verschiedenartige Produkte der chemischen Umwandlung feinstkörniger Oolithe sammeln, vom reinen Kalkstein bis zum reinen Dolomit.

XVII. Typen der Oolithe.

59. Für die Frage nach der Entstehung der Oolithe ist es auch von Bedeutung darzulegen, wie die Ooide von verschiedener Größe und von verschiedener Struktur in den Gesteinen vorkommen, und welche Beziehungen zwischen den Ooiden und der Menge und Beschaffenheit des Zementes bestehen. Wie es möglich war, die auf den ersten Blick schier endlos verschiedenartig aufgebauten Ooide nach besonderen Typen zu klassifizieren, so lassen sich auch unter den Rogensteinen des norddeutschen Buntsandsteins verschiedene Typen auseinanderhalten. Es wird meist nicht schwer sein, ein gegebenes Vorkommnis einem bestimmten Typus zuzurechnen. Beachtenswert ist es auch, daß manche Typen, deren Vorhandensein man durch Vereinigung der zur Klassifikation benutzten Merkmale voraussetzen möchte, in der Natur nicht gefunden wurden. Es dienen aber als Kennzeichen der Typen die Größe der Ooide und die Beschaffenheit des Zementes. Im allgemeinen kommen Ooide in viererlei verschiedenen Gesteinen vor: in kalkigen Oolithen, in sandig-mergeligen Oolithen, in sehr feinkörnigen Sandsteinen und Mergeln, in Stromatolith-Kalksteinen. Über die letzte Gruppe wird erst bei der Besprechung der Stromatolithe zu berichten sein. Die beiden ersten Gruppen von Gesteinen werden aber besser zunächst nach den Ooiden in gleichkörnige und in gemischtkörnige Oolithe eingeteilt. Der Aufbau der Ooide kann in keiner Weise zur Einteilung der Gesteine benutzt werden, da oft sehr verschiedene Strukturtypen in einem und demselben Gestein vorkommen.

60. Unter den gleichkörnigen Oolithen vermißt man zunächst ein Gestein, das nur aus 2 bis 3 oder 5 mm großen Ooiden und einem reinen Kalkzement bestünde. Dagegen finden sich solche gleichkörnigen, grobkörnigen Oolithe mit sandig-kalkigem Zement vielorts, so zu Cönnern, Aderstedt, Sangerhausen, Wienrode, am Harlyberg bei Vienenburg; sie stellen den Typus I dar. Gleichmäßig feinkörnige Oolithe mit ungefähr 1 mm großen Ooiden und rein kalkigem Zement habe ich nicht angetroffen; gleichkörnige, feinkörnige Oolithe mit sandig-kalkigem Zement als Typus II finden sich zu Aderstedt, Bründel usw. In den feinstkörnigen Oolithen, die nur Ooidbrut enthalten, haben die Ooide meist auffällig gleiche Größe von etwa 0,37 mm im Mittel; einzelne größere Ooide kommen darin nur selten und spärlich vor. Die Farbe dieser feinstkörnigen Oolithe ist rotbraun, seltener graulich. Es sind das meist sehr zähe,

feste Gesteine, aber der Name „Hornkalk“ dürfte doch besser aus der Literatur verschwinden. Als dicht lassen sich diese Oolithe nicht bezeichnen, da man die kleinen Ooide recht wohl noch mit unbewaffnetem Auge erkennen kann. Diese Brut-Oolithe können als feinstkörnig recht wohl aus der ganzen Reihe ausgeschieden werden. Es kommen vor feinstkörnige Oolithe mit reinem Kalkzement (d. h. mit sehr wenig Ton und Sand) als Typus III und mit sandigem Zement als Typus IV.

61. Zu den ungleichkörnigen Oolithen gehört zunächst ein Typus V, der sich noch an die feinstkörnigen Oolithe anschließt; Vorkommisse mit reichlichem sandigen Zement enthalten in den sandreicheren Lagen nur Ooidbrut, in den sandärmeren Lagen vielfach auch größere Ooide; sie können bezeichnet werden als feinstkörnige Oolithe mit viel sandigem Zement und größeren Ooiden. Ein sehr grobkörniger Oolith mit Ooidbrut und mit kalkigem Zement ist als Typus VI zu beachten. In ihm zeigt sich vor allem der auffällige Gegensatz zwischen Brut einerseits und ausgewachsenen, sehr großen Ooiden andererseits. So besteht ein Oolith von den Feldern bei Aderstedt aus braunen Ooiden von 6,5 mm herab bis zu 3 mm Durchmesser, die in einer hellgrauen aus viel Ooidbrut, etwas Zement-Kalkspat und sehr wenig Sand bestehenden Masse, gleichsam einer Grundmasse, liegen, die alle großen Ooide voneinander trennt, so daß sie sich kaum jemals berühren. Zwischenstufen zwischen der Ooidbrut und den kleinsten der großen Ooide fehlen dem Gestein völlig. Ein ähnliches Gestein, ein grobkörniger Oolith mit Ooidbrut und mit sandigem Zement, in dem sich aber die großen Ooide vielfach berühren, ist als Typus VII zu nennen. Das Vorkommnis von Aderstedt enthält die zahlreichen Hemiooide. Völlig gemischtkörnige Oolithe mit Ooiden von allen Größen, von der Brut bis zu solchen von 6 mm Durchmesser, und mit reinem kalkigen Zement, meist arm an Eisenhydroxyden und von grauer Gesamtfarbe, bilden den Typus VIII, der zu Bründel bei Bernburg, an der Asse und anderswo ausgezeichnete Vertreter aufweist. Ebenso völlig gemischtkörnige Oolithe mit kalkig-sandigem Zement fanden sich als Typus IX zu Eggerode, Ilsenburg usw.

62. Feinkörnige, und zwar nur feinkörnige Sandsteine mit Ooiden von verschiedener Größe kommen doch nur selten vor. Bisweilen deuten in den Lesesteinen von den Feldern nur verstreut vorhandene kleine Löcher auf die ehemalige Anwesenheit von einzelnen Ooiden hin. Solche Gesteine

sind noch recht wohl, wenn auch erst durch genauere Untersuchung, von dem obigen Typus V zu unterscheiden. An diese feinkörnigen Sandsteine mit Ooiden aber schließen sich an die schon in der Literatur angegebenen Mergel mit Ooiden, in denen einzelne größere Ooide vorkommen; es stecken aber in den Mergeln eben zwischen Ton und Sand nicht Kalkspatkörner, sondern vielfach gerade Ooidbrut, und deshalb wäre es wohl eine dankbare Aufgabe, einmal alle sog. Mergel des Buntsandsteins zu untersuchen, nachdem man sich mit dem Aussehen der Brut vertraut gemacht hat, wenn von dieser nur noch schattenhafte Reste übrig sind. Gerade diese wesentlich aus allothigenen Gemengteilen bestehenden Sandsteine und Mergel mit wenig Ooiden sind doch für die Ansichten über das Wesen der Oolithe von großer Bedeutung: durch welche anorganischen Vorgänge sollten sich wohl spärliche Ooide als Konkretionen in reichlichem, allothigenem Sediment bilden können! Ich bedauere es lebhaft, bei meinen Studien im Felde auf diese Gesteine zu wenig acht gegeben zu haben.

XVIII. Lagerung der Oolithe.

63. Die Typen der Oolithe lassen erkennen, daß ihre Zusammensetzung abhängt von der Zufuhr von Detritus in den Bildungsraum im Verhältnis zu der schnelleren oder langsameren Bildung der Ooide. Irgend eine Gesetzmäßigkeit in der Aufeinanderfolge der Typen ist aber kaum zu erkennen. DEICKEs Angabe, daß auf feinerkörnige Oolithe nach oben gröbere folgen, hat sich mehrfach als zutreffend erwiesen; jedoch ist das Verhältnis nicht so zu verstehen, daß in einer und derselben Bank die Ooide von unten nach oben zu immer größer werden, es liegen vielmehr nur öfters über feinkörnigen Oolithen Bänke von gröberkörnigem Oolith. Aber auch das umgekehrte Verhältnis ist zu beachten, und in den Oolithen mit vorwaltend kalkigem Zement wechseln besonders häufig Lagen von verschiedener Größe der Ooide.

64. In betreff des Bildungsraumes der Oolithe im norddeutschen Bundsandstein wird wohl allgemein angenommen, daß sie einer Strandfacies angehören. Doch wurde diskordante Parallelstruktur in Oolithen selbst nur ganz ausnahmsweise, und zwar nur in den feinstkörnigen, z. B. an der Asse, beobachtet. Auch Wellenfurchen konnten auf den Oolithen nicht beobachtet werden, obwohl sie auf den begleitenden Gesteinen vorkommen. Daß Rogensteinbänke sich auskeilen oder lokal anschwellen, wird man leicht beobachten können.

Die größte Mächtigkeit eines einzelnen Oolith-Horizontes wurde an der Asse in Braunschweig zu 5,20 m gefunden. Die Zahl der Oolith-Horizonte unterliegt mannigfaltigem Wechsel; ich halte es für unmöglich, weit voneinander entfernte Vorkommnisse irgendwie bei der Kartierung miteinander zu parallelisieren. Erst nach der Vollendung der Kartierung des ganzen Gebietes der norddeutschen Rogensteine wird es möglich sein, nach Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung der einzelnen Typen zu forschen. Die Beschaffenheit des Bildungsraumes wird dann neues Licht werfen auf die Entstehung der Oolithe. Man könnte leicht verführt werden, schon jetzt an Salzseen als Bildungsräume der Rogensteine zu denken, sie mit den Salzlagerstätten in Verbindung zu bringen; ich verzichte aber gern auf die Behandlung solcher Fragen.

Stromatolith.

I. Stromatoid.

65. Die mit den Oolithen im norddeutschen Buntsandstein zusammen vorkommenden Stromatolithe sind bisher niemals Gegenstand einer besonderen Untersuchung gewesen, und es dürften daher alle ihre Verhältnisse einer eingehenderen Schilderung wert sein. Es ist allerdings mißlich, in ihrem Habitus äußerst wandelbare Dinge zu beschreiben, auch unter Beihilfe von Abbildungen; allein es haben doch alle Vorkommnisse von Stromatolith vieles gemeinsame Bezeichnende an sich, das einer Darstellung zugänglich ist.

Ist bei den Oolithen die Form der Ooide zunächst die auffälligste Erscheinung, so sind die Stromatolithe hauptsächlich durch ihren Aufbau im großen bemerkenswert. Oolithe bestehen stets aus Ooiden und einem sie zum Gestein verbindenden Zement, am Aufbau der Stromatolithe nehmen im allgemeinen als unwesentliche Bestandteile allothigene Gemengteile und Ooide nebst Kalkspat teil, dann aber die dünnen mehr oder weniger planen Lagen kohlensauren Kalkes mit besonderer Struktur als wesentlicher Bestandteil des eigentlichen Stromatolithes und des Stromatolith-Gesteins. Es fehlt den Stromatolithen im allgemeinen der durch eigene Form allseitig begrenzte, individualisierte Stock der organischen Bildner der Ooide, es können aber in analoger Weise jene dünnen Lagen von kohlensaurem Kalk mit eigener Struktur als Stromatoid eingeführt werden, denn sie verdanken in

ähnlicher Weise einem organischen Bildner ihre Entstehung, der dem Bildner der Ooide offenbar verwandt ist. In gewissem Sinne ist auch ein Übergang von Ooid in Stromatoid vorhanden. In der Reihe: Ooid, Polyooid, Ooidbeutel, Stromatoid weist die aus dünnen Lagen aufgebaute Masse immer mehr Unabhängigkeit von einem Mittelpunkt auf. Es wurde schon oben in Abschnitt *47* darauf aufmerksam gemacht, daß es zweifelhaft sein könnte, ob die Hülle der Beutel noch denselben Bildnern ihre Entstehung verdanke wie die Ooide. Da würde dann in der obigen Reihe ein Sprung sein zwischen Polyooid und Ooidbeutel, denn die Hülle der letzteren kann man vielleicht schon als Stromatoid bezeichnen.

66. Wie die Hüllen der Ooidbeutel schon ziemlich große Mengen von Ooiden umschließen können, so sehen wir bisweilen, z. B. bei Ilsenburg eine dünnste Schicht von Stromatolith von 2—5 mm Mächtigkeit die Rogensteine durchziehen, ohne irgendwie eine Partie von Ooiden besonders abzuschließen. In einem Steinbruch an der Asse zeigten die Oolithbänke stellenweise eine buckelige Oberfläche, indem sich über die gemeinsame durchschnittliche Oberfläche buckel- und wulstartige Anhäufungen von Ooiden von 5 bis 10 bis 30 cm Länge und von wenigen Zentimetern Höhe erhoben. Die Buckel wiesen meist, nicht immer, eine nur wenige Millimeter mächtige Kruste von Stromatoid auf, die aber doch auf mehrere Meter Länge verfolgbar war. Diese Kruste kann man ebenfalls als dünnste Schicht von reinem Stromatolith bezeichnen. Gewöhnlich ist die Mächtigkeit der geradezu in Schichten auftretenden Stromatolithe bei mannigfaltigerem Aufbau bedeutender. Bei Eggerode tritt Stromatolith zum Teil in 4 cm dicker Schicht auf, bei Wernigerode ist der Stromatolith durchschnittlich 25 cm mächtig, bei Sangerhausen 20—30 cm, an der Asse und bei Wienrode 60 cm, am Harlyberge bei Vienenburg bis 80 cm, an einer anderen Stelle bei Wienrode erreicht er eine Mächtigkeit von 100 cm, und in dem am nächsten nach Remmlingen zu gelegenen Bruche an der Asse konnte an einer Stelle im Profil Fig. 2, S. 119, eine Mächtigkeit von 120 cm festgestellt werden.

II. Struktur des Stromatoides.

67. Alle Stromatolithe zeigen im vertikalen Schnitt deutliche Lagenstruktur, die makroskopisch besonders auf angewitterten Flächen gut und deutlich hervortritt (vergl. Taf. VII, Fig. 1), während frische Bruchflächen bisweilen gar

nichts davon verraten. Auf angeschliffenen Flächen und in Dünnschliffen ist nun die Lagenstruktur des Stromatoides (also nicht bloß die Lagenstruktur des Stromatolithes, die noch durch andere Elemente verursacht werden kann) zu erkennen, die durchaus analog ist der konzentrischen Lagenstruktur der Ooide. Reines Stromatoid zeigt in schwacher Vergrößerung die Abbildung Taf. VI, Fig. 2. Das Stromatoid ist in seinen elementaren Lagen aus feinen Fäserchen zusammengesetzt, die nicht selten eine schwach fächerförmige Anordnung, gleichsam eine Tendenz zur radialen Anordnung, aufweisen. Im Stromatoid ist aber die Faserung oft weniger deutlich und bei stärkerer Vergrößerung recht verschwommen; bei schwacher Vergrößerung oder auf polierten Flächen tritt die Faserstruktur aber auch in solchen Fällen noch deutlich hervor. Horizontalschnitte, parallel den Lagen des Stromatoides verlaufend, zeigen sehr wenig Struktur, ähnlich wie Tangentialschnitte nahe der Peripherie durch große Ooide. Aber da auch bei dem Stromatoid die Lagen meist nicht ganz eben sind, so tritt in dem Horizontalschnitt oft eine schwach ausgebildete oder verschwommene und dabei unregelmäßige konzentrische Struktur hervor.

68. Ein körniger Zerfall des Stromatoides, durch den die Faserstruktur mehr leidet als die plane Lagenstruktur, eine Umkristallisierung, wie sie namentlich in den zentralen Partien der Ooide vorkommt, stellt sich sehr häufig ein; im allgemeinen ist das Stromatoid auch gegen die Verwitterung weniger widerstandsfähig als die Ooide. Entkalkt man Stromatoidschliffe, so bleiben auch aus dem Stromatoid ein feiner Ton und vereinzelt Sandkörnchen übrig, die die Lagenstruktur, wenn auch schwach, wiedergeben. Doch ist im ganzen Stromatolith das Stromatoid stets verhältnismäßig arm an allothigenen Gemengteilen, von denen beim Wachstum nur eine geringe Menge umhüllt wurde, wieder ähnlich wie von den Lagen im Ooid. Sonst besteht immer die Neigung, Ton und Sand auf einzelne Stellen zu konzentrieren, wie denn auch das Stromatoid sehr oft kleinwellige Struktur hat; der im großen noch ebene Komplex von mehreren, einzeln unterscheidbaren, elementaren Lagen hat nach oben hin Konvexitäten im kleinen, etwa entsprechend der erwähnten fächerförmigen Anordnung der Fäserchen.

69. Aus einem Vergleich der Struktur der Ooide mit der des Stromatoides geht hervor, daß konzentrische und faserige Struktur zwar bei beiden vorkommen, daß sie aber doch im allgemeinen bei dem Stromatoid gröber sind. Daraus

könnte man vielleicht den Schluß ziehen, daß auch die organischen Bildner des Stromatoides größer gewesen sind als die der Ooide. Etwas Bestimmtes läßt sich in dieser Beziehung nicht erkennen. Den besonderen radialen Strukturen der Ooide entspricht bei den Stromatolithen erst die grobe, stets schon makroskopisch deutlich wahrnehmbare Struktur derselben.

Ist bei den Ooiden stets ein gleichmäßiges Wachstum nach allen Richtungen um einen Mittelpunkt vorhanden, so ist bei dem Stromatoid stets nur ein einseitiges Wachstum, ein Wachstum nach oben, wahrzunehmen. Die winzige Ausnahme bei den später zu erwähnenden „Wurzeln" kommt nicht in Betracht. An jedem Handstück, an jedem Dünnschliff senkrecht gegen die Lagen kann mit völliger Sicherheit angegeben werden, in welcher Richtung das Stromatoid gewachsen ist, und dasselbe ist auch im anstehenden Stromatolith zu erkennen. Der Stromatolith ist ein in situ gewachsener Kalkstein; sein charakteristischer Bestandteil ist das Stromatoid, dessen einzelne Lagen sich weit ausdehnen können und alles fest verbinden, was etwa von sonstigen Dingen noch hinzukommt. Deshalb fehlt auch nicht nur im reinen Stromatoid, sondern auch in den ganzen Stromatolithschichten die Impressionsstruktur völlig: der Kalkfels wuchs fest und kompakt auf, für die sich darüber ablagernden Massen gab es in ihm nichts durch sie Verschiebbares, nichts Eindrückbares mehr.

III. Struktur der Stromatolithe.

70. Ist es auch für das Stromatoid im Gegensatz gegen die Ooide charakteristisch, daß es in mehr oder weniger ebenen Lagen emporwächst, so tritt doch auch immer wieder die Neigung hervor, den Lagen eine nach oben konvexe Form zu geben. Die Folge davon ist die besondere und mannigfaltige Struktur der weitaus meisten Vorkommnisse von Stromatolith, die so weit geht, daß man zunächst versucht wird, verschiedene „Arten" von Stromatolith zu unterscheiden. Je mehr Vorkommnisse man aber davon sieht, und je genauer man die Sachen ansieht, desto mehr gelangt man schließlich zu der Überzeugung, daß alle „Arten" nur äußerliche Verschiedenheiten des Habitus eines und desselben Wesens darstellen, die zum großen Teil durch dem Stromatoid selbst ganz fremde Dinge verursacht werden.

71. Bei der Struktur des Stromatolithes kommt außer den dünnen Lagen von Stromatoid noch die Unterbrechung

dieser Lagen durch mehr oder minder senkrecht gestellte Partien in Betracht. Diese sollen als Interstitien bezeichnet werden. Die Interstitien entsprechen ungefähr den Interradien bei der Kegelstruktur der Ooide; sie unterscheiden sich von den Interradien dadurch, daß sie gar keinen gewachsenen Kalk enthalten. Sie bestehen aus Anhäufungen von Ton, Sand und Ooiden von geringerer Größe und Ooidbrut. Vergl. Tafel VI, Fig. 2. Dazu kommt ein geringer Gehalt an Kalkspat in Form von Körnchen, die den Inhalt der Interstitien zementieren. Wie bei den Oolithen wird dieser Zement-Kalkspat herstammen von den Anfangsstadien der Ooide, die zerfielen; vielleicht hat sich auch ein wenig kohlensaurer Kalk bei der Umkristallisierung des Stromatoides auf den Weg begeben können; durch Auflösung infolge von Impressionsstruktur konnte den Interstitien auch Kalk zugeführt werden, wenn, wie gezeigt werden wird, dem Stromatolith auch ganze Lagen von Ooiden eingeschaltet sind. Abgesehen von den Ooiden, ist der Kalkgehalt der Interstitien meist gering, so daß sie durch Verwitterung leicht mürbe werden.

72. Ganz ebene Stromatoid-Lagen kommen zwar vor, haben aber meist nur geringe Ausdehnung. Auch selbst in ihnen tritt, wie in Abschnitt *68* erwähnt wurde, schon die kleinwellige Struktur auf. Sie führt hinüber zu der schwachgekrümmten Anordnung der primären Lagen, die dann kleine, dicht nebeneinander liegende Buckel von wenigen Millimetern Breite bilden, die durch weiter darüber folgende Lagen von Stromatoid wieder ausgeebnet werden können. Zur Bildung von eigentlichen Interstitien kommt es dabei noch nicht. Diese treten erst auf, wenn die Buckel etwas breiter werden; letztere können z. B. bei sehr flacher Erhebung einen Durchmesser von 20—25 mm haben; dann ist ein im großen fast ebenes Stromatoid durch einzelne röhrenförmige Interstitien durchbrochen, gegen die hin das Stromatoid sich etwas abwärtsbiegt. Solche röhrenförmigen Interstitien in fast ebenem oder in breitbuckeligem Stromatoid sind wenig beständig, sie hören nach oben auf, und dafür stellen sich anderswo neue ein, indem das Stromatoid die Interstitien überwuchert und sich an anderer Stelle wieder teilt. Solches kurz- oder langwelliges, dabei aber ziemlich oder im großen ebenes Stromatoid kommt stellenweise auch ziemlich rein mit ganz unbedeutenden Interstitien und namentlich auch ohne Untermischung mit Ooiden in ziemlicher Mächtigkeit vor, z. B. in einem Steinbruch an der

Asse, aus dem das auf Taf. VII, Fig. 2 abgebildete Stück stammt.

73. Eine Gesellschaft kleiner, kurzer Wellen kann aber auch reichliche Interstitien zulassen, indem das Stromatoid, auf den einzelnen Buckeln nach oben weiterwachsend nicht dazu kommt, die Interstitien zu überwuchern; es bildet sich so ein parallel-röhriger Stromatolith, etwa wie Taf. VII, Fig. 1, der aber meist doch nur geringe Verbreitung erlangt. Wenn von mehreren kleinen kurzen Wellen oder Höckern einzelne stärker und schneller nach oben fortwachsen als die benachbarten, dann werden diese auch breiter, und es kommt endlich durch Auftreten neuer Interstitien zur Teilung der Höcker in Äste, von denen einige nach kurzem Wachstum plötzlich aufhören zu wachsen, absterben, während benachbarte sich wieder gabeln. Es entsteht eine ästige Struktur der ganzen Stromatolithmasse, wobei die Richtung nach oben stets deutlich hervortritt, wie das die Abbildung Taf. VIII ganz besonders schön zeigt. Die Äste des Stromatolithes sind bald kürzer, bald länger, bald schmäler, bald breiter; immer aber sind sie mehr lang als breit, z. B. 3—7 mm breit und 2—4 cm lang. Sehr bedeutende Länge und Größe erreichen die Äste überhaupt nicht; 10 cm Länge dürfte ein Maximum sein. Im einzelnen ist die Form der Verzweigung sehr verschieden; die Äste können z. B. ziemlich spitz beginnen, sich schnell verbreitern, dann teilen, wieder aufhören; eine Gruppe von Ästen kann von einem Höcker ausstrahlen und schnell zu einem breiten Bündel emporwachsen; oder man sieht eine Anzahl Äste eine Strecke lang parallel verlaufen, oder es verfließen zwei Äste seitlich ineinander, und der einheitlich gewordene Ast geht mit vermindertem Durchmesser nach oben weiter, bis er sich etwa wieder teilt, oder andererseits, bis er endet, von den Nachbarn gleichsam unterdrückt. Die Äste haben zwar im allgemeinen einen rundlichen Querschnitt, aber meist ist dieser Querschnitt recht unregelmäßig mit allerlei Vorsprüngen und Einbuchtungen. Unzweifelhaft hat solch ein ästig gebauter Stromatolith eine gewisse Ähnlichkeit mit einem Korallenstock oder einem ästigen Schwamm, und unwillkürlich wird man ein angewittertes Bruchstück, wie das auf Taf. VII, Fig. 1 abgebildete, mit der gut hervortretenden feinen Lagenstruktur sich genauer ansehen wollen, ob daran nicht organische Struktur zu erkennen sei. In den Ästen ist das Stromatoid stets besonders rein; alles, was sich auf dem Scheitel der Äste aus dem Wasser niederschlug, wurde beiseite geschoben, fiel zwischen die Äste

und Zweige und bildete die Masse der Interstitien, die natürlich ganz regellos gestaltet sind.

74. Nehmen die Äste und Zweige des Stromatolithes breite, flache Formen an, so kann man sie als Blätter bezeichnen. Von den Dimensionen solcher Blätter gilt Entsprechendes wie von den Ästen. Die Blätter zeigen ihre Form besonders im Horizontalschnitt durch den Stromatolith; sie sind meist ziemlich dick im Verhältnis zu ihrer Breite und fast stets nicht eben, sondern gleichmäßig gekrümmt bis schwach gefaltet. Eine starke Faltung der Blätter zeigt sich manchmal an der Außenseite freier Stromatolith-Stöcke, wie an dem in Taf. XI, Fig. 2 in 5facher Verkleinerung abgebildeten. Die Blätter können auch allerlei Vorsprünge aufweisen, gleichsam eine Kräuselung auf der Innenseite ihrer Krümmung. Blätter treten besonders an den später zu besprechenden sogenannten freien Stromatolith-Stöcken auf. Daran wurden auch einige Male Röhren von Stromatoid gesehen, also gleichsam Blätter, die bis zur Röhre gekrümmt waren, oder hohle Äste. Wie die Äste, so lassen auch die Blätter im Querschnitt in Dünnschliffen sowohl wie auf polierten Flächen eine verschwommene konzentrische Struktur wahrnehmen.

Da die Blätter im Querschnitt eine Längsrichtung besitzen, so können sie auch eine bestimmte Anordnung haben im Gegensatz gegen die Äste. Es soll an dieser Stelle nur angegeben werden, daß die Blätter ihre konvexe Seite, wenn eine solche ausgeprägt vorhanden ist, in freien Stromatolith-Stöcken stets nach außen wenden, und daß sie in parallelen oder konzentrischen Reihen angeordnet vorkommen. Die Blätter verfließen auch ineinander, oder sie teilen sich, und zwar sowohl in bezug auf eine Reihe als auch in bezug zu den benachbarten Reihen. Diese Blätter sind ja wie die Äste nichts Selbständiges, sondern nur Formen des Stromatoides, dessen Bildner jedenfalls winzig klein waren. Daß zwischen den Blättern Interstitien von der gewöhnlichen Zusammensetzung auftreten, braucht nicht erst ausführlicher dargelegt zu werden. In allen Stromatolithen aber waltet das Stromatoid vor der Masse der Interstitien vor, und zwar meist sehr stark.

IV. Stromatoid und Ooide.

75. Dem Stromatoid gegenüber verhalten sich die Ooide wie völlig fremde Körper. Das wachsende Stromatoid nimmt nur wenig feinen Ton oder wenig kleine Sandkörnchen auf, Ooide aber erscheinen niemals im reinen,

aus einer größeren Zahl von feinen Lagen mit faseriger Zusammensetzung aufgebauten Stromatoid eingewachsen. Werden einzelne Ooide durch bewegtes Wasser auf das Stromatoid geschwemmt, oder fallen sie einfach auf wachsendes Stromatoid, so wohnt diesem offenbar die Kraft inne, solche störenden Fremdlinge beiseite zu schieben, in die Interstitien hinein. So können in schmalen Interstitien oft mehrere, 4—7 etwa, Ooide übereinander liegen, scheinbar ähnliche vertikale Ketten bildend, wie sie aus den Oolithen in Abschnitt *55* erwähnt wurden. Allein hier in den Interstitien liegen die Ooide stets nur einfach über- oder aufeinander, ohne jemals durch Impression miteinander verbunden zu sein, denn ihr eigenes Gewicht reichte nicht aus, um Impression zu erzeugen.

Geraten Ooide in größerer Anzahl auf wachsendes Stromatoid, so vermag dieses augenscheinlich nicht mehr sie zu entfernen; es sind dem Stromatoid sehr oft kurze, dünne Lagen von Ooiden eingeschaltet, besonders von Ooidbrut, von kleineren Ooiden und von walzenförmigen Ooiden, die in Verbindung mit Stromatoid besonders häufig sind. Größere Ooide, also solche von etwa über 1,5 mm Durchmesser, fehlen durchaus überall innerhalb der Stromatolithe. Diese Einlagerungen von Ooiden enthalten oft nur eine Lage oder zwei Lagen von Ooiden; dann sieht man wieder von der Seite her die Lagen des Stromatoids über die Ooide hinwegwuchern, die Lagen von Ooiden werden ganz eingehüllt von Stromatoid. Mit den Ooiden liegen dann zusammen oft auch reichlichere Mengen von Quarzkörnchen, Biotitblättchen und anderen detritogenen Gemengteilen. Wie kleinste Lagen von Ooiden, so können auch größere und mächtigere Schmitzen von Oolith dem Stromatolith eingelagert sein oder auch Schmitzen von an Ton und Sand reichen Massen mit wenig Ooiden: alles das kann von Stromatoid durch seitliche Ausbreitung desselben wieder überwuchert werden. Alle solche immerhin noch schwächeren Einlagerungen von und mit Ooiden tragen auch ihrerseits dazu bei, die Lagenstruktur der ganzen Stromatolithe hervortreten zu lassen; sie bilden andererseits die zweite Art der Unterbrechung des reinen Stromatoides neben den Interstitien.

76. Wenn Stromatolithe auf grobkörnigen Oolithen auflagern, so sieht man bisweilen die großen Ooide gleichsam als Stromatoid fortwachsen, gerade so wie das bei den Ooidbeuteln im Abschnitt *47* erwähnt wurde. Bei der Eggeroder Försterei unweit Thale folgt auf einen grobkörnigen Oolith eine nur 4—12 cm mächtige Stromatolithschicht. An

diesem Stromatolith haftet die hangendste Lage der Ooide des liegenden Oolithes fest an, während dieser sonst an dieser Stelle meist durch die Verwitterung schon stark aufgelockert ist. Auf dem polierten Querschnitt sieht man nun die 4 mm im Durchmesser haltenden Ooide in das Stromatoid hinein fortgewachsen bis zu einer Höhe von 10 mm. Dieser Fortwachsungsteil wird nach oben breiter oder umgekehrt spitzer, oder er verläuft sogar schräge gegen die Schichtfläche. Wesentlich anders gestaltet sich das Bild im Dünnschliff bei 6—10facher Vergrößerung. Da sieht man zunächst über den Ooiden eine fortlaufende auffällig klare Lage von sehr geringer Dicke, dann eine Zone von Stromatoid von 2,5 mm Dicke als Fortwachsungssubstanz über den Ooiden, ihrem Aussehen nach doch eben verschieden von der Ooidsubstanz, aber allerdings in an die Ooide sich genau konzentrisch anschließenden Lagen; endlich folgen wechselnde Lagen von Stromatoid und von kleinen Ooiden, namentlich von lang walzenförmigen Ooiden, bis in einer Höhe von 10 mm über den Ooiden des liegenden Oolithes die Lagen von Stromatoid sich mehr und mehr seitlich ausdehnen und dann in keiner Beziehung mehr zu den großen Ooiden stehen. Diese haben also nur die Wachstumsrichtung des sich neu ansiedelnden Stromatoides beeinflußt. Diese Erscheinung ist in kleinerem Maßstabe häufig bei den Einlagerungen von Ooiden in Lagen im Stromatoid, bei den Ooiden in den Interstitien findet sie sich natürlich nicht.

77. Verhält sich in diesen Fällen das Stromatoid ganz ähnlich wie die Hüllensubstanz in den Ooidbeuteln gleichsam freundlich und kongenial gegen die Ooidsubstanz, so ist in vielen anderen Fällen das Verhältnis zwischen Stromatoid und Ooid scheinbar ein feindliches. Auf senkrechten Querschliffen durch die Grenze zwischen liegendem Oolith und hangendem Stromatolith erscheinen viele, oft die meisten Ooide scharf mittendurch abgeschnitten. In Handstücken konnte ich 9—12 dicht nebeneinander liegende derartige halbe Ooide unter dem Stromatoid zählen. Besonders schöne Stücke von recht frischem harten Gestein mit sehr eben gebautem, fast interstitienfreiem Stromatolith wurden in dem westlichen Bruch an der Asse gesammelt. Die Abbildung Taf. VII, Fig. 2 zeigt ein solches angeschliffenes Stück mit halben Ooiden und den später zu erwähnenden Wurzeln (links) in natürlicher Größe. Bei der Untersuchung der Dünnschliffe mit etwas stärkerer Vergrößerung ergibt es sich, daß die Grenze zwischen Ooid und Stromatoid scharf, aber nicht

eben ist, sondern winzige Vorsprünge und Einbuchtungen aufweist. Es kann die Grenze auch starke Krümmung aufweisen; es kommt ferner vor, daß zwei verschieden orientierte Stromatoid-Partien ein und dasselbe Ooid an zwei benachbarten Stellen abschneiden. Die Verbindung zwischen Ooid und Stromatoid ist aber stets äußerst innig; es ist keine etwa durch Zement-Kalkspat ausgefüllte Lücke dazwischen, keine Tonlage mit Quarzkörnchen und Eisenhydroxyd, wie sie an der zackigen Grenze zwischen zwei ineinander gepreßten Ooiden auftritt. Die unterste unmittelbar an das Ooid grenzende elementare Lage des Stromatoides ist oft, aber nicht immer, auffällig hell, hat aber immer unzweifelhaft Stromatoid-Struktur, sie gehört entschieden zum Stromatoid. Die Ooide sind mitten durch das Zentrum oder exzentrisch geteilt, ja von manchen fehlt nur eine kleine Kalotte. Wenn in Querschnitten und Dünnschliffen durch die Grenze der größere Teil von einem Ooid fehlt, so muß das in der Mehrzahl der Fälle nur eine Folge der exzentrischen Orientierung des gerade zur Ansicht gelangenden Schnittes sein. Es bleibt zwar zweifelhaft, es ist aber doch bis zu einem gewissen Grade unwahrscheinlich, daß hier von Ooiden nur weniger als die Hälfte auftritt. Wie an der Hauptgrenze zwischen Oolith und Stromatolith, so kommen solche halben kleinen Ooide auch unter den Stromatoidlagen innerhalb des Stromatolithes vor: wie stets die Wachstumsrichtung des Stromatoides zu erkennen ist, so zeigen sich auch stets nur an der Unterseite des Stromatoides solche halben Ooide, und das gilt auch für den Ausnahmefall, daß das Stromatoid an den Wurzeln nach unten gewachsen ist.

78. Da grobe Oolithe im Liegenden der Stromatolithe solche halben Ooide durchaus nur an ihrer vom Stromatoid überwucherten Oberfläche, nicht auch in ihrer Masse enthalten, so können diese halben Ooide nicht durch dieselbe Ursache entstanden sein wie die Hemiooide. Eine Abrasion der Oolithoberfläche durch Gleiten der Stromatolithmasse ist auch ausgeschlossen; das beweisen die Wurzeln der Stromatolithe, wie sie in den Profilen 1 und 2 auf S. 115 und 119 angegeben sind. Es fehlt ja auch jede Spur einer Reibungsbrekzie oder nur eines Besteges oder eines Harnisches. Nicht der geringste Zweifel kann obwalten, daß Oolith und Stromatolith so unmittelbar und ohne alle Störungen noch übereinander liegen, wie sie einst entstanden sind. Es wurde schon in Abschnitt *47* erwähnt, daß auch an der Hülle der Beutel gelegentlich einmal solche halben Ooide vorkommen.

Für diese ganz besonders auffällige Erscheinung scheint nur eine Erklärung überhaupt möglich zu sein. Man gewinnt zwar zunächst den Eindruck, als seien diese halben Ooide Reste von solchen, die ganz zum kugeligen Gebilde ausgewachsen waren; dann müßte das sich schnell seitwärts ausdehnende Stromatoid die oberste Lage der Ooide geradezu angefressen haben, etwa um den Kalk zum Aufbau der eigenen Lagen zu verwenden. Doch ein solcher Vorgang ist zu schwer verständlich, um wahrscheinlich zu sein. Deshalb muß eine andere Erklärung versucht werden. Daß das Stromatoid sich schnell seitwärts ausbreiten kann, unterliegt keinem Zweifel nach allem, was überall im Aufbau der Stromatolithe zu beobachten ist, und es muß das auch in diesem Falle gelten. Unter der überwuchernden Lage von Stromatoid, so scheint es, konnten die Ooide in vielen Fällen noch eine Zeitlang weiter wachsen, sie wurden nur durch das Stromatoid an der Entwickelung der Kugelform verhindert, sie wuchsen an das Stromatoid an. Das steht nicht im Widerspruch zu dem oben in Abschnitt *76* besprochenen Weiterwachsen der Ooide als Stromatoid, denn in beiden Fällen wird doch endlich so oder so das Weiterwachsen der Ooide unterdrückt. Sicherlich aber liegen hier Erscheinungen vor, für die eine Erklärung durch rein anorganische Kräfte völlig ausgeschlossen ist. Taf. VI, Fig. 1, zeigt auch in stärkerer Vergrößerung ein solches nicht zur Kugel ausgewachsenes Ooid; für das Weiterwachsen der Ooide als Stromatoid mag die Abbildung der ähnlichen (oder gleichen?) Erscheinung in der Hülle eines Ooidbeutels als Ersatz dienen in Taf. V, Fig. 3. Von dem Vorkommnis an der Eggeroder Försterei war es nicht möglich, eine klare Photographie zu erhalten.

V. Aufbau der Stromatolithe.

79. Es wurden schon oben in Abschnitt *47* Zweifel geäußert, ob die Bildner der Hülle der Ooidbeutel noch identisch gewesen wären mit den Bildnern der Ooide. Es wurde auch erwähnt, daß die Beutel bisweilen nicht allseitig geschlossen zu sein oder gewesen zu sein scheinen. Kann man nun die Beutelhüllen, die doch nur verhältnismäßig geringe Größe erreichen, nicht als Gesteinslagen im Oolith bezeichnen, so ist das Verhältnis bei den allerdünnsten Lagen von Stromatolith trotz aller Ähnlichkeit mit den Beutelhüllen doch anders. Vollständig selbständige Lagen von Stromatolith von einer Mächtigkeit von nur wenigen Millimetern zeigten sich bei Ilsenburg, bei Wienrode und an der Asse. Es ist

selbstverständlich nur möglich, bei der allergenauesten Prüfung des Anstehenden solche dünnen Lagen zu erkennen, und recht schwierig, sie zu verfolgen. Doch kann ich mit Sicherheit angeben, daß sie z. B. an der Asse mehrere Meter weit, wenn auch mit Lücken, zu verfolgen waren. In dem zweiten Steinbruch westlich von Remmlingen hatten die Oolithbänke im Liegenden des dort vorkommenden mächtigen Stromatolithes bisweilen eine buckelige Oberfläche; die Buckel hatten einen Durchmesser von 5—10—30 cm und eine Höhe von einigen wenigen Zentimetern, und sie waren meist, nicht immer, wie schon oben erwähnt, von einer wenige Millimeter dicken Lage von Stromatolith, nur aus Lagen von Stromatoid bestehend, überzogen; darüber folgte dann eine neue Bank von Oolith derart, daß sich die Schichtfuge über der Stromatolithlage befand. Diese von Stromatolith überzogenen Buckel, zu deren Erläuterung auch die Tafel IX mit dem viel mächtigeren Stromatolith herbeigezogen werden kann, unterscheiden sich dadurch von etwa nicht allseitig geschlossenen Beuteln, daß die Ooide in den Buckeln genau die Größe und Beschaffenheit haben wie in der Oolithbank, deren hangendste Partien sie sind, während in den Beuteln wenigstens vielfach noch andere Durchmesser der Ooide auftreten, z. T. Brut, als in dem Oolith selbst, der die Beutel enthält.

80. In dem großen Rogensteingebiet auf beiden Seiten der Saale südlich von Bernburg fand ich Stromatolith erst nach langem Suchen und nur in den Steinbrüchen bei Bründel; er tritt hier auch nur in dünnen Lagen auf von ungefähr 1—2 cm Mächtigkeit, die aber nicht etwa Buckel von Oolith überziehen, sondern stets sehr unregelmäßige Querschnitte aufweisen und dabei auch sehr schnell und unregelmäßig wechselnde Mächtigkeit. Ich habe hier den Stromatolith nicht im Anstehenden beobachten können, sondern mich begnügen müssen, im Steinbruch einzelne Stücke zu sammeln. Doch steckt sicher auch hier der Stromatolith im Oolith, wahrscheinlich als oberste Lage, als Dach von Rogensteinbänken. Die Lagen des Stromatoides haben hier nicht selten Ausbuchtungen nach unten hin, und manchmal schienen sie sich nach unten hin mit ganz unregelmäßig gestalteten kurzen Ausläufern zu zerteilen, die zu der Erscheinung hinüberführen, die man als Wurzeln von Stromatolithen bezeichnen kann.

81. Die Profile 1 und 2 auf S. 115 und 119 zeigen solche Wurzeln an mächtigeren Stromatolithen, und die Abbildung Taf. VII, Fig. 2 führt links Wurzeln im Querschnitt in natürlicher

Größe, die in Taf. VI, Fig. 1, im vergrößerten Bilde eines Dünnschliffes vor. Die Bezeichnung Wurzeln ist dadurch gerechtfertigt, daß diese Gebilde, diese Ausläufer, durchaus nur an der Unterseite von Stromatolithbänken vorkommen und als flächenhafte Gebilde die Teile sind, mit denen die Bildung des mächtigen Stromatolithes begann. Die Wurzeln sind eben auch Stromatolith, reine Stromatoidmassen mit einseitigem, nach oben, bisweilen aber auch nach unten gerichtetem Wachstum; sie sind unregelmäßige Platten, in den Profilen bis 30 und mehr Zentimeter lang, bald sehr dünn, bald stumpfer anfangend und meist unter spitzem Winkel gegen die Sohle der darüberliegenden Stromatolithbank aufsteigend. Die Stromatoidbildner siedeln sich an einzelnen Stellen zwischen Ooidbildnern an; sie beginnen sich alsbald flächenhaft seitwärts zu verbreitern, aber erst nach einiger Zeit gelingt es ihnen, die Ooidbildner völlig zu unterdrücken, zu ersticken; letztere halten sich stellenweise noch etwas länger, und es häufen sich Ooide zu Buckeln an, die natürlich als Haufen von Einzelkörpern nicht so dünne, schmale Ausläufer in den Stromatolith hinein bilden können, wie dieser in den Oolith. Kampf organischer Wesen um den Raum, nichts anderes ist in den Grenzen zwischen Oolith und Stromatolith zu sehen. Überall und immer bleiben die Stromatoidbildner zunächst Sieger über die Ooidbildner; erstere sterben ab, wenn sie von einer nicht allzudünnen und dabei weitverbreiteten Lage von anorganischem Detritus bedeckt werden, oder wenn neueinwandernde Ooidbildner, neue Ankömmlinge mit Jugendkraft, zur massenhaften Ablagerung von Ooiden führen. Die Stromatoidbildner scheinen „alt“ werden zu können, degenerieren zu können, ohne daß sich ihnen ungünstige Lebensbedingungen einstellen, denn Oolithe können 4—5 mal so mächtige Ablagerungen bilden als Stromatolithe.

82. Ist von solchen Verhältnissen die Mächtigkeit der Stromatolithe abhängig, so dürften alle Zwischenstufen an Mächtigkeit zwischen den nur wenige (5—8) mm dicken Lagen und den mächtigsten Stromatolithbänken erwartet werden. Es scheinen aber doch einige Sprünge in der gewöhnlich erreichten Mächtigkeit vorhanden zu sein, denn es finden sich nach einigen wenige Zentimeter mächtigen Platten häufig und in großer Verbreitung erst Stromatolithe von 20—30 cm Mächtigkeit und dann einigermaßen wieder mit einem Sprunge die mächtigsten Lager. Die Stromatolithe können als geschlossene, nicht weiter gegliederte Bänke von großer Ausdehnung eine Mächtigkeit von 1,20 m

erreichen, dabei eben nur bestehend aus ganz reinen Stromatoidlagen oder aus mehr oder minder dicken Stromatoidlagen mit zahllosen Einlagerungen von dünnsten und sehr wenig ausgedehnten Anhäufungen kleiner Ooide mit mehr oder weniger mineralischem Detritus. Es treten auch auf gleichsam Gemische von Stromatolith und Oolith, die eben doch nur als Stromatolith zu bezeichnen sind, weil die Masse mit planer Lagenstruktur nicht nur vor den Ooiden vorherrscht, sondern auch das ganze Äußere des Gesteins bedingt. Am Harlyberge bei Vienenburg, bei Sangerhausen, am Dorm bei Königslutter finden sich solche an Ooiden reiche Stromatolithe.

83. Die Stromatolithe bestehen nicht selten aus einigen mächtigeren Lagen, die verschiedenen Aufbau darbieten. Am Schlößchenberg bei Sangerhausen wurden Stücke gefunden, die bei 20 cm Mächtigkeit unten aus ästigem Stromatolith mit Interstitien, in der oberen Hälfte aus planen Lagen von Stromatoid im Wechsel mit zahlreichen kurzen Oolithschmitzen bestehen. An mächtigeren Stromatolithen, wie z. B. bei Wienrode, können über einem Buckel von Oolith abwechselnde Lagen von ästigen, kompakten und blätterigen, von an Ooiden reichen und ihrer ganz entbehrenden Lagen folgen, indem sich dabei zugleich in dem ganzen Stromatolithlager mehr oder weniger individualisierte Stöcke bilden.

VI. Freie Stromatolith-Stöcke.

84. Die einzelnen Ooide müssen als Stöcke von organischen Bildnern aufgefaßt werden, die eben nur sehr geringe Größe erreichen im Vergleich zu den in festen, geschlossenen Bänken auftretenden Stromatolithen. Diese können jedoch nicht nur in einfachen, sich gleichmäßig weithin erstreckenden Bänken auftreten, sondern auch in mehr individualisierten Massen, in schärfer abgegrenzten Stöcken, die selbst als wenigstens halbwegs frei, nach oben frei, aufragen. Sie dürfen wohl einfach als freie Stromatolith-Stöcke bezeichnet werden. Die reichliche Verwendung, die die Stromatolithe und Oolithe seit mehr als 1000 Jahren zum Bau von Mauern und Burgen gefunden haben, und die Art des heutigen Abbaues der Rogensteine, wobei etwa vorkommende Stromatolithe meist gleich zum Versatz verbraucht werden, bringen es mit sich, daß gute Aufschlüsse, die Unter- und Oberseite der Stromatolithe darbieten, nur recht selten und meist nur zeitweilig zu finden sind. Die Unterseite der Stromatolithe, die stets über Oolithen lagern, zeigt nur die erwähnten Wurzeln,

öfter die Buckel von Oolith als besondere Erscheinungen; nur einmal waren bei Sangerhausen auch armstarke und bis 70 cm lange Wulste auf der Unterseite einer ziemlich weit verfolgbaren Bank von Stromatolith zu sehen, und eine noch mannigfaltigere Unterseite an freien Stöcken wird alsbald zu erwähnen sein. Viel verschiedenartiger kann die Oberseite der Stromatolithe gestaltet sein, ja die Mannigfaltigkeit ist so groß, daß sich nur einige Typen beschreiben lassen. Die Oberseite hat aber immer eine besondere Gestaltung, wenn sehr feinkörniges Sediment, sei es detritogener, sei es organogener Art, den Stromatolith bedeckt. Ein recht eben struierter Stromatolith ohne Ast- und Blattbildung kann auch eine sehr

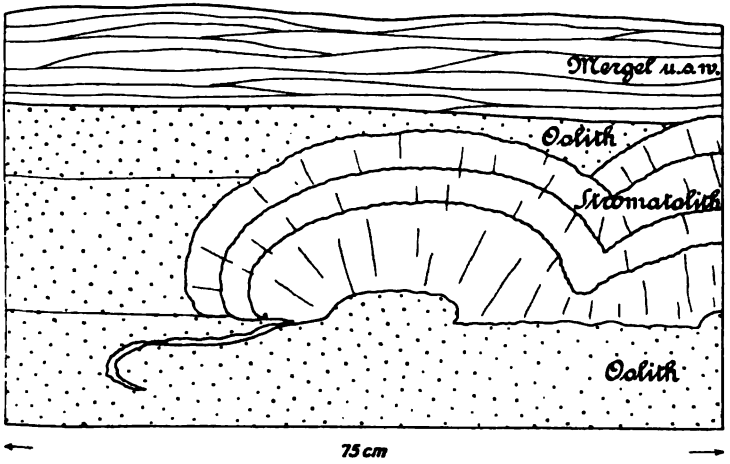


Fig. 1.

ebene Oberfläche haben, häufiger jedoch ist eine kleinknollige und höckerige Oberfläche. Bei Sangerhausen wurde das leider nur einzige, auf Taf. X in natürlicher Größe abgebildete Stück mit den größeren durch kleinere Vertiefungen wieder mannigfaltig gegliederten Höckern gefunden; man wird dieser Oberfläche eine gewisse Ähnlichkeit mit der Oberfläche eines Blumenkohlkopfes nicht absprechen können. Dieser Stromatolith war ungefähr 25 cm mächtig; er zeigt auf dem angeschliffenen Querschnitt die kurzen, stark divergierenden Äste mit nur engen Interstitien wie etwa das andere von eben dort herstammende Stück, das auf Taf. VIII in natürlicher Größe abgebildet ist. Am Schlößchenberge bei Sangerhausen zeigte an einer anderen Stelle die

Oberfläche des Stromatolithes faust- bis kopfgroße, sich ziemlich kräftig erhebende Buckel, und wenige Schritte davon konnte das Profil Fig. 1 beobachtet werden. Über einem 1 m mächtigen Rogenstein lag ein 20 cm mächtiger Stromatolith, bedeckt von Mergel. Allein der Stromatolith hörte seitlich auf, eben mit dem skizzierten, einem Brotlaib ähnlichen Stromatolith mit Wurzel, mit Oolithbuckel als Kern und mit gut ausgeprägter Lagenstruktur ohne Äste und Interstitien. Neben dem halbfreien Stromatolith lag Rogenstein, der ihn auch noch dünn bedeckte, ehe der Mergel begann. Nach Lesesteinen zu urteilen, ist es wahrscheinlich, daß dort auch ganz freie Stromatolith-Stöcke von Brotlaibform vorkommen.

85. Die häufigste und am meisten charakteristische Form der mehr individualisierten bis halbfreien bis nach oben hin völlig freien Stöcke von Stromatolith, wie sie mir am vorzüglichsten bei Wienrode am Rande des Harzes östlich von Blankenburg zugänglich waren, ist folgende. Eine kurzwellige, kleinbuckelige, höckerige Lage von Oolith wird überwuchert von Stromatolith, dessen Lagen sich dem Untergrund anschmiegen. Beim Weiterwachsen werden die Buckel im Stromatolith bald durch seitliches Übergreifen der einzelnen Stromatoidlagen breiter; der Stromatolith ist dann lagenweise bald ästig, bald kompakt, bald arm, bald reich an Oolithschmitzen; die Lagen haben allmählich nach oben zu einen immer kürzeren Krümmungsradius, wodurch sich dann zwar seitlich miteinander völlig verwachsene, aber doch gut individualisierte Stöcke voneinander sondern; auf dem Scheitel der Stöcke zeigen sich Enden von Ästen, Enden von Blättern, die sich nach außen hin mehr und mehr zu konzentrischen Reihen gruppieren, noch weiter nach außen hin sich mehr und mehr in radialer Richtung voneinander entfernend und dabei zugleich größer werdend. Die Tafel XI zeigt in Fig. 1 in $3^1/_2$ facher Verkleinerung die Oberfläche eines solchen immerhin noch kleinen Stockes, in Fig. 2 die seitliche Ansicht eines anderen Stockes mit stark gefalteten Blättern, beide von der Asse. Ich verdanke es der Güte des Herrn LUDWIG KNOOP in Börssum, daß ich diese beiden Stücke abbilden konnte. Solche Stöcke von Stromatolith können aber auch einen Durchmesser von einem Meter erreichen.

Ragt ein solcher Stock seitwärts frei in Mergel hinein, dann bilden sich an ihm faltige Blätter, oder diese rollen sich zu Röhren auf, die an den Seiten des Stockes mit kleinen Vertiefungen oder einem feineren Gekräusel in der

Mitte auslaufen. Die äußersten Blätter können sich auch mit flachen Rippen weit nach unten verfolgen lassen, und einmal konnte ich sehen, daß das untere Ende der Blätter auf der Unterseite des Stockes auslief in im Durchschnitt 6 cm lange, 2—3 cm breite und über 1 cm hohe Wülste, indem sich der Stromatolith-Stock über Mergel seitwärts verbreitert hatte; er begann aber doch auf Oolith. Riesigen Kohlköpfen sehen solche Stromatolith-Stöcke ähnlich.

86. Die großen individualisierten Stöcke sind es nun, die die sog. „Napfsteine“ des Volkes liefern. Aus der abweichenden Struktur der einzelnen dickeren Lagen des Stockes ergibt es sich, daß ein Stromatolith ein periodisches Wachstum besitzt, daß er Sproßperioden aufweist. Es endigen z. B. die kurzen Äste einer Lage gleichzeitig, sie sterben ab, aber es bleiben genug Keime übrig, daß wieder eine neue Schicht zu wachsen anfangen kann mit irgend einem anderen Aufbau im einzelnen. Das gilt übrigens nicht nur für die großen individualisierten Köpfe, sondern vielfach auch für kleinere Knollen und für Stromatolithe mit mehr planem Aufbau. Die Stromatolithe lassen sich eben oft in ungefähr 1—5 cm dicke Platten oder Schalen zerspalten, außer wenn sie reichlich dünnste kurze Zwischenlagen von Ooiden enthalten; in letzterem Falle können über 1 m mächtige Stromatolithe der Zerteilbarkeit in Platten ganz entbehren. Aber gerade in den großen individualisierten Stöcken, in den riesigen Kohlköpfen ähnlichen Gebilden kann der Krümmungsradius der einzelnen Lagen so klein werden, daß abgesprengte Schalen halbkugelig sind. Solche Schalen, solche Näpfe, wie ich sie noch mehrfach zu sehen bekommen habe, sind jedoch noch oft mit unregelmäßigen Erhebungen und Eindümpfungen ausgestattet, und ihre Fächen sind im kleinen niemals ganz glatt, sondern mit vielen kleinen Unebenheiten versehen, etwa von den Enden der Äste und Blätter herrührend.

87. Es hängt ganz von den örtlichen Bedingungen und von den Wachstumsverhältnissen ab, ob ein solcher individualisierter Stock nach oben recht regelmäßig gekrümmt ist. Bei der großen Veränderlichkeit, die dem Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein überhaupt eigen ist, wie das schon im vorstehenden mehrfach zum Ausdruck gekommen ist, wird es nicht weiter auffällig sein, auch noch anders und namentlich auch unregelmäßig gestaltete individualisierte Stöcke vorzufinden. Vom Dorm bei Königslutter hat mir Herr KNOOP einen kleinen, ziemlich spitzkonischen Kopf mit

sehr feinen, schmalen Blättern, nach unten in einen dicken Wulst übergehend, vorgelegt; am Bahnhof Harzburg sah ich in den Anlagen eine Zahl großer, mehr halbkugeliger Gebilde, wie sie zu der Benennung „Riesenoolith“ Anlaß gegeben haben: kleine mehr kugelige Gebilde fand ich am Lindenberg bei Thiede, individualisierte Stöcke von sehr unregelmäßiger Oberfläche auf dem Harlyberg bei Vienenburg.

VII. Lagerung der Stromatolithe.

88. Die Stromatolithe treten im norddeutschen Buntsandstein stets in Verbindung mit Oolith, mit Rogensteinen auf, niemals allein; ausnahmslos haben sie Rogensteine zum Liegenden. Auf sandiger oder mergeliger Unterlage konnte sich der Stromatoidbildner nicht ansiedeln. Selbst der Fall, daß ein Stromatolith über Mergel hinübergreifend weiterwächst, während sein Fuß noch auf Oolith steht, ist äußerst selten. Aber nicht mit jeder Oolithbank ist Stromatolith verbunden, vielmehr sind stets weniger Stromatolithhorizonte vorhanden als Rogensteinhorizonte, indem hierbei schon die einzelnen eng aufeinander folgenden Oolithbänke, die ja bisweilen nur sehr geringe Mächtigkeit von wenigen Zentimetern besitzen, zu einem Horizont zusammengefaßt werden. Bei Wienrode z. B. sind vier Rogensteinhorizonte und nur zwei Stromatolithbänke vorhanden. Der Abbau, den die Oolithe so lange Zeit hindurch erfahren haben, so daß mehrfach nur lange grabenartige und jetzt beackerte Vertiefungen die vorhandenen Horizonte erkennen lassen, wie z. B. zwischen Drübeck und Altenrode am nördlichen Harzrande sechs solcher Gräben aufeinander folgen, erschwert sehr die Verfolgung einzelner Stromatolithbänke. Doch geht aus dem Beobachtbaren mit Sicherheit hervor, daß sich die Stromatolithe sehr weit, gewiß mindestens viele hundert Meter, erstrecken können, während sie jedoch auch in anderen Fällen schnell wechselnde Mächtigkeit bis zum Auskeilen aufweisen. Auch dürften die Stromatolithe durchaus nicht niveaubeständig auf große Entfernungen hin sein.

89. Es ist schon erwähnt worden, daß die Stromatoidbildner zum Absterben gebracht wurden auch durch stärkere Überschüttung mit detritogenem oder organogenem Sediment, d. h. also durch Mergel und sehr selten durch Sand, oder durch massenhaft sich bildende Ooide. Demgemäß ist das Hangende der Stromatolithe mannigfaltiger Art, und besonders interessant sind nur die Fälle, in denen halbwegs freie Stromatolith-Stöcke oder doch Anschwellungen von

Sediment überschüttet wurden. Das Profil Fig. 2 fand ich in dem Remmlingen zunächst gelegenen Steinbruch an der Asse am 24. September 1895 vorzüglich bloßgelegt. Über gemischtkörnigem Rogenstein von mindestens 2 m Mächtigkeit, der in Bänke gegliedert ist und z. T. kurze Lettenschmitzen enthält, beginnt mit Ausläufern, mit Wurzeln der kompakte Stromatolith mit schnell veränderlicher Mächtigkeit mit im kleinen wenig unregelmäßiger Oberfläche, aber ohne scharf individualisierte Stöcke. Er wird zunächst von rotem feinkörnigen Rogenstein bedeckt, der größere Vertiefungen in der Stromatolithoberfläche ausfüllt, den „Stock", die Anschwellung aber

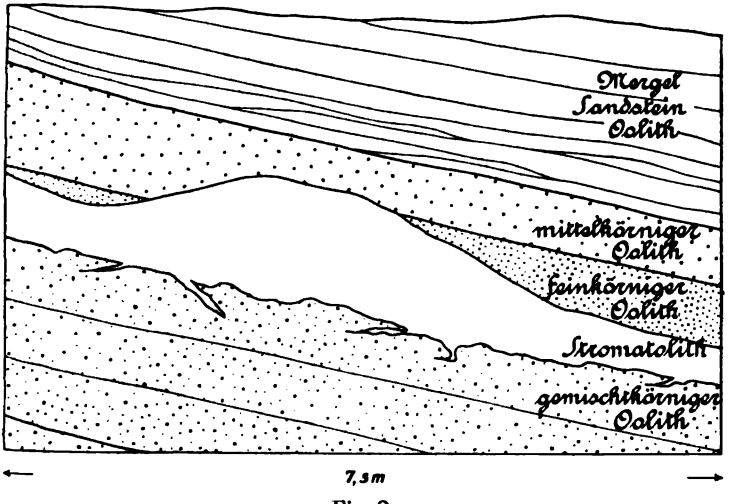


Fig. 2.

noch nicht bedeckt. Dies erfolgt erst durch die nächste Bank von mittelkörnigem Rogenstein, über dem dann dünngeschichtete Letten, Sandsteine und einzelne dünnere Rogensteinbänkchen folgen. Noch bedeutsamer ist das Profil Fig. 3, das ich dort auf der Grenze zwischen den beiden weiter westwärts gelegenen Steinbrüchen fand. Hier ist der kompakte Stromatolith durch vier Trennungsklüfte in stärkere Lagen gegliedert, die nach oben hin immer kürzeren Krümmungsradius aufweisen und schließlich über einer kleinbuckeligen Fläche mit einer 7—10 cm mächtigen Lage von röhrigem oder ästigem Stromatolith in einem immerhin gut individualisierten Stock abschließen. Dieser Stock ist eingehüllt von feinstkörnigem Rogenstein, sog. Hornkalk, dessen dünne Lagen sich auf der riefig angewitterten

senkrechten Fläche deutlichst verfolgen ließen; die Lagen des Hornkalkes gehen parallel der nach oben folgenden nur 5 cm mächtigen Lage etwas gröberen Oolithes und stoßen ab an der steil geneigten Oberfläche des Stromatolith-Stockes. Dieser Stromatolith-Stock, ein „gewachsener" Kalkstein, ist fertig gebildet gewesen vor der Bildung des Hornkalkes, dessen winzige Ooide wie ein gewöhnliches Sediment sich um ihn herum anhäuften. Wie ein Riff ragt der Stromatolith-Stock in den sedimentären feinstkörnigen Oolith hinein.

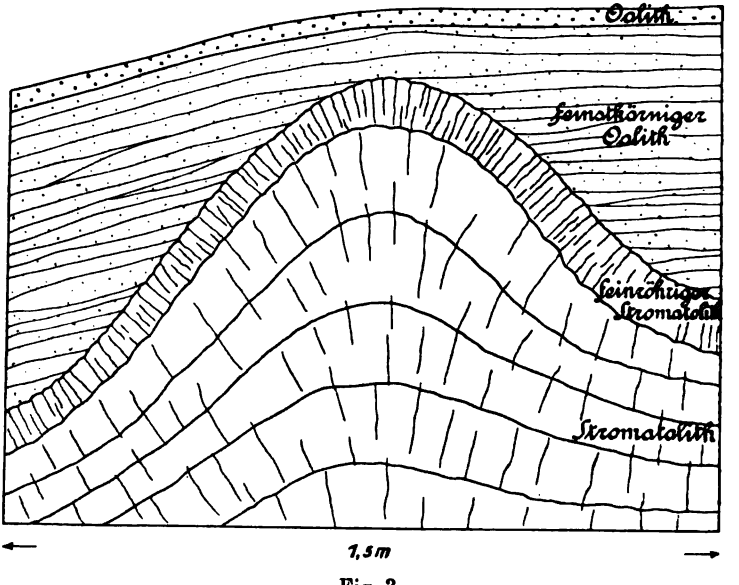


Fig. 3.

90. Die mehr oder weniger individualisierten Stöcke von Stromatolith können vereinzelt auftreten oder in Gruppen. Östlich von Wienrode, neben dem Wege nach Thale, waren auf eine Entfernung von 30 Schritten ungefähr 20 Zentra von Stöcken oder Köpfen zu beobachten, die sich wohl alle dicht aneinander schlossen. Am Harlyberge bei Vienenburg, wenige hundert Meter von den Wohngebäuden der Kaliwerke Hercynia, wurde der 2,5 m mächtige Rogenstein des obersten der dort vorhandenen vier Horizonte abgebaut; die Schichten fallen ungefähr 30° in N. Um zu dem Rogenstein zu gelangen, hatte das Hangende, Letten und Mergel, entfernt werden müssen. Der Rogenstein wird aber zunächst noch

überlagert von 15—30 cm mächtigem Stromatolith, dessen Oberfläche sich auf ungefähr 300 qm freigelegt vorfand. Aus dieser Oberfläche, an der noch vielfach Letten mit schönsten, ziemlich schmalen Wellenfurchen haftete, ragten mehrere Dutzend bis 0,5 m hohe und 60—70 cm im Durchmesser haltende, sehr unregelmäßig gestaltete individualisierte Köpfe, Stöcke des Stromatolithes, empor, unregelmäßig verteilt wie Baumstümpfe in einer Rodung. Bald standen die Köpfe ganz vereinzelt, bald ihrer mehrere unregelmäßig nebeneinander, bald standen mehrere in einer Reihe dicht nebeneinander. Aus Brüchen in den dortigen unteren Rogensteinhorizonten sollen die stark gekrümmten, halbkugeligen Köpfe von Stromatolith in den Anlagen des Bahnhofs Harzburg herstammen.

VIII. Verbreitung des Stromatolithes.

91. An den zahlreichen Rogensteinhorizonten, die man am Südrande des Harzes von Wallhausen bis nach Gr.-Leinungen durchquert, war keine Spur von Stromatolith zu finden. Am Schlößchenberge nördlich von Sangerhausen kommt Stromatolith vielfach in alten und in neuen Brüchen vor, wahrscheinlich nur in einem und demselben Horizont und nur mit einer Mächtigkeit von höchstens 25—30 cm. Bei Aschersleben habe ich vergeblich nach Stromatolith gesucht, und es wurde schon angegeben, daß er in dem großen Rogensteingebiet von hier bis nach Bernburg nur mit geringster Mächtigkeit und Verbreitung bei Bründel gefunden wurde. Am Nordrande des Harzes ist der Stromatolith vorhanden mindestens von Thale an über Eggenrode, Wienrode, Blankenburg, Wernigerode, Drübeck bis Ilsenburg. Nicht überall auf dieser Strecke war er anstehend zu beobachten; so fand ich ihn südlich von der Straße von Wernigerode nach Benzingerode nur spärlich und nur 25 cm mächtig anstehend, in Wernigerode aber stecken z. B. in der langen alten Mauer des Lustgartens Stromatolithblöcke in Menge. In der Gegend von Wienrode scheinen die Stromatolithe am Nordrande des Harzes ihre größte Mächtigkeit zu erreichen. Ich habe sie ferner mit z. T. größter Mächtigkeit gefunden am Harlyberge bei Vienenburg und an der Asse bei Wolffenbüttel; die Vorkommnisse nördlich von Salzgitter habe ich auf Wanderungen in früheren Jahren nicht beachtet. In geringerer Verbreitung fand ich den Stromatolith am Dorm bei Königslutter und am Lindenberg bei Thiede bei Braunschweig.

92. Erst durch genaueste Begehung des ganzen Gebietes und durch Beachtung aller alten Mauern und sonstigen Bau-

werke würde es möglich sein, ein genaueres Bild von der Verbreitung des Stromatolithes zu gewinnen. Doch glaube ich aus meinen Beobachtungen schon ableiten zu können, daß die Stromatolithe von Osten nach Westen und von Norden her gegen den Harz zu an Mächtigkeit und Verbreitung zunehmen. Auch für den Rogenstein ist ja bereits einiges Nähere über seine Verbreitung bekannt, so z. B., daß er bei Nordhausen am südwestlichen Rande des Harzes fehlt; es wäre aber zu wünschen, daß wir genauere Mitteilungen erhielten über die Zahl der Rogensteinhorizonte im Gebiet seiner Verbreitung, über die Mächtigkeit der Bänke, ob einige wenige mächtige oder viele dünne Bänke vorhanden sind, über die dabei vorhandene Korngröße und dergleichen. Denn wenn schon oft die Rogensteine als Leitgesteine für die Lagerstätten der Abraumsalze gedient haben, so kann man doch mit Sicherheit annehmen, daß die paläogeographischen Verhältnisse des Gebietes der norddeutschen Buntsandsteinformation eine hellere Beleuchtung gewinnen werden durch genauere Beachtung auch dieser organogenen Kalksteine, der Oolithe und Stromatolithe.

Genetisches.

93. Die Ooide der norddeutschen Rogensteine sind hervorragend ausgezeichnet durch den komplizierten Aufbau, durch den sie sich von denen der Oolithe anderer Formationen unterscheiden. Wer auch nur die Abbildungen durchsieht, die dieser Abhandlung beigegeben sind, muß sich doch wohl sagen, daß die Entstehung dieser Ooide durch rein anorganische Prozesse schlechterdings unmöglich ist. Kugelige Bildungen mit radialer Anordnung der kristallinischen Elemente sind zwar im Reiche der Mineralien und Gesteine eine häufige Erscheinung, aber niemals ist bei solchen Dingen irgend etwas beobachtet worden, was sich den Spindeln und Kegeln in den Ooiden der Rogensteine auch nur äußerlich vergleichen ließe. Es bedurfte wohl nur einmal einer systematischen Darstellung der Struktur dieser Ooide, um jeden Gedanken an rein anorganische Bildungen fallen zu lassen. Und es mußten schon im Verlaufe der Darstellung fast mehr biologische als mineralogische Ausdrücke verwendet werden. Wie könnte man anders denn als Brut die winzigen Ooide bezeichnen, die gelegentlich in Menge zugleich mit 50—60mal größeren zur Ablagerung gelangt sind. Aus einer Salzlösung fallen unter

gleichen äußeren Verhältnissen nur gleichartige, gleichgroße Kristalle oder Kristallgruppen oder Kristallstöcke aus, nicht aber zugleich Zwerge und Riesen: in den Oolithen aber liegen Brut und große Ooide als durchaus gleichzeitige Gebilde nebeneinander. Die beliebte Art der Erklärung der Form der Ooide durch beständige Bewegung im Wasser läßt solchen Verhältnissen gegenüber vollständig im Stich. In den Rogensteinen steckt ja ein Zement aus Kalkspat von anorganischer Bildung, und welcher Unterschied ist dabei zwischen der Struktur der Ooide und der des sie umgebenden Kalkspates. Umgekehrt, könnte man sagen, wenn diese Kristallspitzen, wie es augenscheinlich ist, anorganische Gebilde sind, dann können die Ooide nur organische Gebilde sein.

94. Kugelformen sind nun aber nicht bloß im Mineralreich häufig, sie kommen noch häufiger im Tier- und Pflanzenreiche vor. Man darf nicht entgegenhalten, daß die doch wesentlich gewichtigen Ooide, namentlich die größeren, ohne mechanische Bewegung durch bewegtes Wasser nicht ihre vollkommene Kugelgestalt hätten erreichen können, zumal ihre Bildner winzig klein gewesen sein sollen. Man braucht bloß an die schweren und selbst 7—8 cm im Durchmesser haltenden und doch völlig kugelförmigen, durch allseitig fortwachsende Kolonien von Tieren gebildeten Stöcke oder Kormen von *Heterastridium* in der alpinen Trias zu erinnern, um jeden Zweifel zu beseitigen, daß Ooide trotz ihres Gewichtes durch winzige Lebewesen ohne Rollung gebildet worden sein können. Da aber die Ooide niemals irgendwelche Ähnlichkeit der Struktur mit der der Gerüste irgend welcher Klasse der Tierwelt aufweisen, so können sie nur durch die Lebenstätigkeit pflanzlicher Organismen entstanden sein. In den Ooiden ist von organischer Substanz, von organischer Struktur selbst nichts mehr vorhanden; es können daher nur analog aussehende oder aufgebaute Bildungen zum Vergleich herangezogen werden. Kolonien von Bakterien, aus einzeln liegenden Bakterien in Nährgelatine auf Platten gezüchtet, sehen zentralen Schnitten durch Ooide — nicht gerade derer unserer Rogensteine — täuschend ähnlich aus. Und züchtet man die Kolonien von Bakterien in Nährgelatine im Becherglas, dann nehmen sie völlige Kugelform an. An etwas derartiges habe ich gedacht, wenn ich die Ooide für Stöcke kalkabscheidender, winziger, pflanzlicher Organismen erkläre. Daß das sog. *Sphaerocodium* nichts ist als ein Ooid mit bohrenden Algen oder in Symbiose mit Algen, werde ich an anderer Stelle darlegen; ROTHPLETZ hat es nicht erwähnt, daß in den

Cardita-Oolithen die Ooide mit *Sphaerocodium*-Struktur sehr selten sind.

95. Organische Wesen müssen es gewesen sein, die die Beutelhüllen in den Rogensteinen bildeten. Sollte selbst jemand sich an seinem Glauben an die anorganische Natur der Ooide nicht gleich irre machen lassen wollen, für die allseitige Umhüllung eines Haufens Ooide durch einen dünnen Beutel wird er keine Erklärung durch anorganische Vorgänge beibringen können. Ausdrücklich mag es an dieser Stelle noch betont werden, daß die Beutel durchaus keine nachträgliche Bildung in dem sich verfestigenden Oolith sind. Die Beutel aber, innerhalb deren Hülle die Ooide noch wachsen und neue Ooide als Brut erscheinen konnten, bilden den Übergang zu den dünnsten bis zu den mächtigsten Lagen von Stromatolith. Riesenoolith ist für diese Dinge eine völlig unzutreffende Bezeichnung. Und daß die sog. Riesenoolithe der alpinen Trias, die Evinospongien, mit Oolith und Stromatolith gar nichts gemein haben, da jene reine strahlige Kristallaggregate sind, braucht heutzutage wohl nicht erst besonders betont zu werden. Von den Stromatolithen könnten vielleicht mit einem Schein von Recht diejenigen mit stark hervortretendem planen Aufbau als einfache blätterig dünngeschichtete Kalksteine erklärt werden, wenn man dabei blind über die feineren Strukturverhältnisse hinwegsehen wollte. Allein die mehr oder minder individualisierten Stöcke, die Köpfe, Riffe, Knollen, die krausen Höcker kann niemand für rein anorganische Gebilde erklären. Es wird wohl niemand annehmen wollen, in den Stromatolithen mit ästigem Aufbau habe sich kohlensaurer Kalk mechanisch nur auf der Spitze von Ästen niedergeschlagen, allem Detritus, allen Ooiden in den Interstitien fein säuberlich aus dem Wege gehend. Vielleicht hätte es noch weiterer Abbildungen bedurft; ich glaube aber doch, daß die gegebenen die habituelle Ähnlichkeit mancher Wachstumsformen der Stromatolithe mit denen von Korallen und von Spongien und von Pflanzen genügend hervortreten lassen. Die Emporwölbung der Stromatoidlagen im kleinen oder im großen, ihre Neigung sich in divergierende Äste zu zerteilen, die individualisierten Stöcke mit ihrem konvexen Scheitel und den am Rande sich mehr und mehr ablösenden und verbreiternden Blättern, sind das nicht alles Erscheinungen, die völlig passen zu dem Licht- und Nahrungshunger der Organismen, von dem OSKAR SCHMIDT gesprochen hat!

96. Korallen sind die Stromatolithe gewiß nicht; sie gehören aber auch nicht zu den Spongien, denn einer solchen

Deutung widerstreben die Vorkommnisse mit vorherrschend planer Lagenstruktur in erster Linie. Wir müssen also annehmen, daß es niedrig organisierte pflanzliche Organismen gewesen sind, die Anlaß gaben zur Abscheidung kohlensauren Kalkes. Da mag dann noch in bezug auf die Gestaltungsverhältnisse an die im Pflanzenreiche oft vorkommende Vegetationsform der polsterbildenden Gattungen und Arten erinnert werden, die wir bei Phanerogamen ebenso finden, wie bei Moosen und Myxomyceten. Ich vermag nicht anzugeben, wie beschaffen die pflanzlichen Bilder des Stromatoides gewesen sind, ebensowenig wie ich die Bildner der Ooide im Pflanzensystem unterzubringen weiß. Man wolle aber auch nicht außer acht lassen, daß die Stromatolithe in dieser Abhandlung zum ersten Male beschrieben worden sind, und daß ihnen hier zum ersten Male organischer Ursprung zugesprochen worden ist. Man möge mir erlauben hinzuzufügen, daß diese Stromatolithe des norddeutschen Buntsandsteins nicht die einzigen sind, die mir bekannt geworden sind. Vielmehr werde ich noch Stromatolithe und Verwandtes aus dem Devon des Urals, aus dem Perm Deutschlands und Englands, aus dem Rhät in England, aus dem Malm in Deutschland, aus dem Miocän der Auvergne vorzuführen haben. Ich habe auf vielen Reisen darnach gesucht, manchmal allerdings auch vergebens, wie im Silur Gotlands, in der Kreide von Faxe, der Provence und Portugals. Auch Oolithe anderer Formationen und die sog. Mumienkalke werden einer erneuten Prüfung zu unterziehen sein. In dieser Abhandlung aber habe ich ein Eingehen auf die Literatur mit voller Absicht unterlassen; daß sie auf den Gang meinen Studien nicht ohne Einfluß geblieben ist, und daß ich ihr viele Anregungen für Untersuchungen und Nachforschungen verdanke, ist selbstverständlich. Hier war es meine Aufgabe zu zeigen, daß Oolithe und Stromatolithe im norddeutschen Buntsandstein sich selbst organischen Ursprung zusprechen.

Manuskript eingegangen am 16. Januar 1908]

4. Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen.

August 1907.

I.

Exkursionsberichte.

Von den Herren C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk.

Hierzu 2 Textfiguren.

II.

Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen.

Von Herrn A. Buxtorf.

Hierzu Tafel XII u. XIII u. 1 Textfigur.

Vorwort.

Den Berichten über die einzelnen Exkursionen sei vorausgeschickt, daß die günstige Witterung vor, während und nach der Versammlung erlaubte, die im „Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft" vorgesehenen größeren und kleineren Exkursionen programmgemäß durchzuführen. — Der „Führer" leistete dabei vorzügliche Dienste; in ähnlicher Weise wie bei den Erläuterungen im Felde sei darum auch in den nachstehenden Exkursionsberichten stets auf die Profile, Ansichten usw. des „Führers" verwiesen.*)

Wir müssen leider darauf verzichten, die Teilnehmer an den Exkursionen namentlich aufzuführen. Im Schwarzwald waren es ca. 10, im Jura ca. 40, bei Basel ca. 60. In die Alpen zogen wir in einer Gesellschaft von 60, am Simplon bis

*) Vgl. Führer zu Geologischen Exkursionen durch den südlichen Schwarzwald, den Jura und die Alpen, zusammengestellt von C. Schmidt, A. Buxtorf und H. Preiswerk. Mit 6 farbigen Profiltafeln. — Verlag der E. Schweizerbartschen Verlagshandlung (E. Naegele) Stuttgart. M. 5.

zum Schluß waren es noch 35 Teilnehmer. Als Gäste durften wir am Simplon begrüßen die Herren: W. KILIAN, P. LORY und V. NOVARESE.

Wie die nachstehende

Inhaltsübersicht

zeigt, haben die einzelnen Exkursionsberichte (I) folgende Verfasser:

Seite

1. Zweitägige Exkursion in den Schwarzwald (Wiesen- und Wehratal): H. PREISWERK mit Beiträgen von H. PHILIPP . 127
2. Eintägige Exkursion in den Basler Tafeljura: A. BUXTORF 131
3. Zweitägige Exkursion nach Moutier, Weißenstein, Solothurn: A. BUXTORF 136
4. Halbtägige Exkursion nach Liesberg: A. BUXTORF 141
5. Halbtägige Exkursion nach St. Jakob und Neue Welt bei Basel: A. BUXTORF mit Beiträgen von A. GUTZWILLER . 142
6. Halbtägige Exkursion nach dem Tüllingerberg: A. GUTZWILLER 144
7. Vierzehntägige Exkursion in die Alpen.
   A. Zentralschweizerische Kalkalpen: A. BUXTORF mit Beiträgen von G. NIETHAMMER (1 Textfigur) . . . 146
   B. Aarmassiv längs der Grimselroute: C. SCHMIDT mit Beiträgen von E. HUGI 153
   C. Simplongebirge, Ivreazone und Südrand der Alpen am Lago maggiore: C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1 Textfigur) 156

Diesen Berichten ist als zweiter Teil beigegeben eine Originalmitteilung Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen von A. BUXTORF, die das von der Exkursion besuchte Gebiet betrifft und namentlich Fragen berührt, die während der Exkursion vielfach diskutiert worden sind 163

I. Exkursionsberichte.

Von den Herren C. SCHMIDT, A. BUXTORF, H. PREISWERK
mit Beiträgen von
H. PHILIPP, A. GUTZWILLER, G. NIETHAMMER, E. HUGI.

Mit 2 Textfiguren.

1. Zweitägige Exkursion in den Schwarzwald (Wiesen- und Wehratal).

Die Exkursion hatte den Zweck, das Gneis-, Granit- und Karbongebiet im südlichen Schwarzwaldhorst sowie die Schollen mesozoischer Sedimente am Rand der großen Rheintalsenke zu besichtigen.

7. August. Von Basel nordwärts durchs untere Wiesental folgt die Bahn annähernd der großen Rheintalverwerfung (Flexur), die von Kandern ins Birseck streicht. Rechter Hand liegt die Triasplatte des Dinkelberges, links die Tertiärablagerungen des Tüllinger Berges. In der Nähe von Brombach quert man die Flexur. Links erblickt man steil südwestwärts einfallende Doggerschichten (Hauptrogenstein), die das Röttler Schloß krönt. Die nun folgenden Mergel und Tone des unteren Dogger, des Lias und des Keupers bilden eine Terrainsenke bei Hagen. Weiter ostwärts fährt man durch die Trias des Dinkelberges, die sich immer mehr flach legt. Bei Schopfheim ist das Rotliegende aufgeschlossen, das bei Hausen mit scharfer Verwerfung am Granit des inneren Schwarzwaldes abstößt. (Führer Fig. 1).

Von Mambach aus bestieg man die Höhe von Ehrsberg unter Führung von H. PHILIPP, der diese Gegend neuerdings näher untersucht hat. Der Weg führt zunächst durch einen feinkörnigen sauren, z. T. aplitischen Granit, den Mambacher Granit, der wohl zum Massiv des Blauen-Granites gehört. Als Differentiationen dieses Granites treten einmal glimmersyenitische und dioritische Gesteine auf, die z. T. kugelförmig im Granit liegen (Mambacher Kapelle), und ferner jene aplitischen, massig, nicht gangförmig auftretenden Abscheidungen, die in großer Mannigfaltigkeit an dem Wege hinter dem Elektrizitätswerk angeschlagen wurden. Der zweite in dem Gebiet auftretende Granit ist ein grobkörniger dunkler Biotit- (Amphibol-) Granit, ausgezeichnet durch seine großen, porphyrischen Feldspateinsprenglinge. Daß dieser Granit der ältere ist, beweisen Einschlüsse von ihm im Mambacher Granit, die gleichfalls an der vorbeschriebenen Straße zu finden sind. Dieser ältere, auch als Schluchsee- und Albtalgranit bekannte Granit ist der Träger der bekannten Ehrsberger Gabbros. Diese liegen als losgerissene Schollen in großer Menge in ihm und werden bei der Verwitterung bzw. Vergrusung des Granites frei. Neben echtem Gabbro treten Anorthosite, Wehrlite und beerbachitische Gesteine unter diesen Blöcken auf, z. T. umgewandelt in geschieferte und amphibolitische Gesteine. Auf dem Ehrsberg wurden diese verschiedenen Typen angeschlagen.

Auf dem Ehrsberger Köpfle kreuzten wir zwei der zahlreichen, das Gebiet durchziehenden Granitporphyre. — Diese hochgelegene Stelle gewährt außerdem einen guten Überblick über die eigenartigen Terrassenbildungen in verschiedenen Höhenlagen, die wohl nur zu einem Teil der Glazialwirkung zuzuschreiben sind.

Beim Weitermarsch trafen wir dann an der Waldmatt die größeren zusammenhängenden Partien jener vorbesprochenen Gabbroide, die hier als anstehend gedeutet werden müssen. An einzelnen Blöcken ließen sich die verschiedenen Stadien einer Durchtrümerung dieser Gabbroide mit aplitischem Material beobachten, die schließlich zu ausgesprochenen Mischgesteinen führt, wie sie in einem kleinen Anbruch oberhalb der „hinteren Waldmatt" aufgeschlossen sind. Der Abstieg zur Angenbachschlucht und weiter zur Häger Mühle führte uns in das Gebiet der „Gneise".

Nach der Auffassung von H. PHILIPP stellen diese „Gneise" gleichfalls ein Mischgestein dar, d. h. das Produkt einer intensivsten Durchtrümerung eines alten geschieferten Gesteines mit saurem aplitischen Magma, die sich vermutlich auf pneumatolytischem Wege vollzogen hat. Die besten Aufschlüsse für diese Deutung bieten die Felsen am Eingang der Angenbachschlucht und ferner die prächtigen Mauern, die bei der Abzweigung der neuen Sonnenmatter Straße vom Altensteiner Fahrweg aufgeführt worden sind.

Von der Häger Mühle aus erreichten wir Schönau per Wagen.

8. August. (Führung H. PREISWERK.) Die frühen Morgenstunden waren dem Studium der Karbonformation gewidmet. Aufschlüsse in derselben konnten schon im Park des Hotels Sonne (unseres Nachtquartiers) besichtigt werden. Sodann gewährt die neue Straßenanlage im Fuchswald guten Einblick in die Beschaffenheit der Formation. Beim Eintritt in das Tal des Schleifenbaches, hinter dem Talriegel westlich Bischmatt, wurden gerundete Blöcke, die in losem Material liegen, als glaziale Bildungen angesprochen.

Die Aufschlüsse im Schleifenbachtal und im Fuchswald zeigen das Karbon in seiner mannigfaltigen Ausbildung in Kulmfacies: Tonschiefer, Grauwackensandsteine, Quarzite, südlich vom Tiergrübli auch schöne Konglomerate. Viele Gänge von Quarzporphyr und Syenitporphyr, teilweise mit schön entwickelter Randfacies, durchziehen die Sedimente. Auf Dislokationen deuten zahlreiche Ruscheln. An der ersten Straßenschleife finden sich in einer solchen Spuren von Kupfererzen. Auf dem Tiermättle bei Herrenschwand gelangt man wieder ins Granitgebiet. Von hier genießt man einen schönen Blick in den tiefen Kessel von Präg. Das Prägtal vereinigt sich hier mit 4 Seitentälern und ändert dabei seine Richtung um 90°. Der Kessel zeigt Spuren von Glazialerosion. Die Gletscher haben einen Boden im Kessel ausgeebnet, der heute

vom Prägbach in mehrere Teile zerschnitten ist. Auf einem dieser Teile, bei der „Seehalde", findet sich eine Kette von kleinen Seen in einem wenig tiefen Tallauf, der heute völlig außer Funktion gesetzt ist.

Nach Überschreitung des Weißenbachsattels gelangten wir ins „Gneis"gebiet von Todtmoos. Der „Gneis" enthält vielfach Einlagerungen von basischen Gesteinen: Amphibolite, Serpentine usw. Dazu gehören auch die in der Nickelgrube im Scheuerloch bei Mättle anstehenden Gesteine. Es sind verwitterte Norite, die mit nickelhaltigem Magnetkies imprägniert sind[1]).

Nach der Mittagsrast im Schwarzwaldhaus in Todtmoos besuchten wir per Wagen das Wehratal, dessen schluchtartiger Teil von O. H. ERDMANNSDÖRFFER geologisch bearbeitet worden ist[2]).

Zunächst kommt man durch Gneise, die da und dort von Granitporphyrgängen — z. B. bei Todtmoos-Glashütte — und Graniten durchbrochen werden. In dem Steinbruch am Wasserfall, westlich Todtmoos-Au, findet man schöne Gneiseinschlüsse im Granit.

Weiter unten durchfährt man Hornblendegranit und Glimmersyenit. An der Grenze dieser Gesteine gegen den „Gneis" zeigen sich interessante Injektionserscheinungen. Besonders an den steilen Felsen am „Hirschsprung". Den unteren Teil der Schlucht bildet ein feinkörniger Glimmersyenit, den da und dort Gänge von Aplit und Syenitporphyr durchziehen. Am Ausgang der Schlucht unweit Wehr wurde ein granulitartiger Gneis angeschlagen.

Bei der St. Wolfgang-Kapelle endet der Gneis an der großen Dinkelberg-Verwerfung. Westlich von derselben steht horizontaler Muschelkalk an. Wir folgten der Verwerfung südwärts, zur Linken den steilen Gneishang, zur Rechten Schollen von Muschelkalk, Keuper und Rotliegendem. Auf der Eselsweid, ca. 20 Minuten östlich vom Bahnhof Wehr, besichtigten wir die fossilführenden Opalinustone, die von R. NEUMANN entdeckt worden sind. Daß Dogger an dieser Stelle vorkommt, hat NEUMANN durch einen Grabenbruch zu erklären versucht. Seitdem sind an zwei Stellen in verschiedenen Höhenlagen Liasschichten aufgefunden worden, die das tektonische Bild klarer machen. Nach der Auffassung von

[1]) E. WEINSCHENK hat diese Lagerstätte in: „Nickelmagnetkieslagerstätten im Schwarzwald", Zeitschr. f. prakt. Geol. XV, 1907, S. 80 ff. beschrieben.

[2]) Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanstalt IV, 2, 1901.

H. PREISWERK (siehe „Führer“ Fig. 2), liegt lediglich eine Anzahl von Staffelbrüchen vor. Zwischen der Triasplatte Dinkelberg, Ruine Wehr und dem Dogger auf der Eselsweid liegt keine Verwerfung. Das Auftreten der höheren stratigraphischen Horizonte erklärt sich genügend aus dem Fallen der Schichten gegen die Hauptverwerfung zu.

Von Wehr fuhr man per Wagen nach der Station Brennet. Ein schöner Überblick öffnet sich dort über die Schotterterrassen des Rheingebietes und die Ablagerungen des Wehragletschers, der seine Stirnmoräne bis auf das Möhliner Feld auf der Südseite des Rheines vorgeschoben hat.

2. Eintägige Exkursion in den Basler Tafeljura.

Zweck dieser eintägigen Exkursion war, Stratigraphie und Tektonik des östlich von Basel liegenden Tafeljura kennen zu lernen. Zur Orientierung der Teilnehmer dienten die Figuren 9—13 des Exkursionsführers, die fast alle ganz speziell das besuchte Gebiet betreffen.

Wie neuere Untersuchungen gezeigt haben, lassen sich im Gebiete des Basler Tafeljura, namentlich in der Umgebung von Liestal, Sissach und Gelterkinden eine große Zahl südwest-nordost oder südsüdwest-nordnordost gerichteter Grabenbrüche nachweisen, die die Sedimenttafel streifenartig zerlegen in „Horststücke“ und eingebrochene Gräben (vgl. „Führer“ Fig. 10, Profil 3 u. Fig. 11—13). Diese Grabenbrüche treten zum Teil in direkte Beziehungen zu der großen Bruchlinie Kandern-Säckingen, welche aus der Südostecke des Schwarzwaldes die Dinkelberg-Triasplatte ausschneidet; wir dürfen deshalb die Entstehung der kleinen Grabenbrüche im Basler Tafeljura als direkte Begleiterscheinung des Einbruches des Dinkelberges und wohl auch des großen Rheintalgrabens auffassen.

Das engere Exkursionsgebiet zwischen Sissach und Gelterkinden ist nun überdies dadurch ausgezeichnet, daß transgredierend über diese Grabenbrüche eine dünne Decke mariner Sedimente des Mittelmiocäns auftritt. Die Grabenbrüche sind somit älter als das Mittelmiocän. Die genaue Verfolgung derselben und ihre Beziehungen zum transgredierenden Tertiär bildeten den Hauptzweck der Exkursion.

Am Morgen des *6. August* brachte die Bahn die Teilnehmer der Exkursion nach Sissach. Vom Bahnhof Sissach aus wurde zunächst das Profil der Keuper-Liasgrenze besucht, das zwischen Sissach und Zunzgen im Bett des Diegterbaches beobachtet werden kann. Über graugrünen Mergeln des oberen

Mittelkeupers folgt sofort der Lias, und zwar stellen sich an dessen Basis erst sehr wenig mächtige, oft fast ganz fehlende, dunkle, fossilleere Mergel ein, die gewöhnlich ihrer stratigraphischen Lage halber den berühmten Insektenmergeln der Schambelen im Aargau gleichgestellt werden, welche ihrerseits als Äquivalent der Psilonotenschichten gelten. Darüber folgen normal die Angulatenschichten: spätige Kalke, die an dieser Stelle außer zahllosen Querschnitten von Cardinien auch die sonst sehr seltene *Schlotheimia angulata* geliefert haben. Die Angulatenschichten (Cardinienbänke) werden überlagert vom Gryphitenkalk in typischer Ausbildung. Die letztaufgeschlossenen Schichten gehören den obersten Gryphitenkalken an. Durch Mergelzwischenlagen wird allmählich ein Übergang in die hangenden Obtususstone eingeleitet.

Wie Profil A—B der Fig. 13 des „Führers" zeigt, liegt der Liasaufschluß des Diegterbaches in einem Horststück, an das sich östlich der Burgerraingrabenbruch (I) anschließt. Ungefähr bei Zunzgen quert die westliche Verwerfung dieses Grabens das Tal unter spitzem Winkel.

Der weitere Aufstieg von Zunzgen nach Hinterm Horn (vgl. „Führer" Fig. 13, Profil C—D) zeigte uns die eingesunkenen Schichten der Grabenausfüllung: zunächst ein Profil durch den Hauptrogenstein, dessen oberste Bänke in einem Steinbruch bei Hinterm Horn ausgezeichnet aufgeschlossen sind. Über dem eigentlichen Hauptrogenstein treten spätige Kalke und grobe Oolithe auf, über denen sofort die vorwiegend mergelig-tonigen, sehr fossilreichen *Rhynchonella varians*-Schichten folgen. Die höheren Horizonte des braunen Jura (Macrocephalen- und Ornaten-Schichten) sind leider hier nicht aufgeschlossen, dagegen treten am Ostrande des Grabenbruches an zwei Stellen (vgl. „Führer" Fig. 11) noch eben die ältesten Schichten des Weißen Jura, Mergel und Mergelkalke des Argovien auf.

Die den Burgerraingraben östlich begrenzende Verwerfung tritt östlich Hinterm Horn orographisch sehr klar hervor: eine auf der Verwerfung verschleppte Hauptrogensteinmasse verrät den Verlauf des Bruches (vgl. „Führer" Fig. 11 und Fig. 13, Profil C—D).

An den Burgerraingraben stößt ostwärts das Horststück der Tennikerfluh. Im Anstieg von Hinterm Horn nach der Tennikerfluh zeigten sich im Wege zunächst eisenschüssig-spätige *Murchisonae-Sowerbyi*-Schichten, dann sukzessive *Sauzei*-, *Humphriesi*-, *Blagdeni*-Schichten, z. T. mit den bezeichnenden Fossilien. Die eigentliche Steilkante des Berges bedingt der darüber folgende Hauptrogenstein.

Größtes Interesse beanspruchen die auf der Höhe der Tennikerfluh auftretenden tertiären Bildungen. Man beobachtet daselbst, wie der Hauptrogenstein direkt überlagert wird von einem mittelmiocänen Küstenagglomerat, das zum größten Teil nur aus den verkitteten Resten gerollter Muschelschalen besteht. Die oberste Bank des Hauptrogensteins ist von miocänen Bohrmuscheln bearbeitet, und die Bohrlöcher sind mit Tertiärmaterial ausgefüllt worden. Wir haben diese Ablagerungen auf der Tennikerfluh als nördliche Strandbildungen des helvetischen Meeres aufzufassen. Die Meeresbedeckung dauerte jedoch nur sehr kurze Zeit: die nur wenige Meter mächtigen Küstenagglomerate gehen nach oben sehr rasch in brackische und limnische Bildungen über; aus dem marinen Agglomerat entwickelt sich in raschem Übergang ein rötlicher, poröser Süßwasserkalk, der zahllose Helixsteinkerne führt. Das Dach dieser mittelmiocänen Serie wird endlich durch grellrote, fossilleere Mergel gebildet.

Die Frühstückspause auf der Tennikerfluh benützte Herr Dr. Fr. Leuthardt, Präsident der Naturforschenden Gesellschaft Baselland, um im Namen der letzteren die Exkursionsteilnehmer auf basellandschaftlichem Boden zu begrüßen und willkommen zu heißen.

Von der Tennikerfluh aus führte die Exkursion auf der Höhe des Plateaus ostwärts gegen Gisiberg, wo westlich unweit Pkt. 626 (vgl. „Führer“ Fig. 11) das gegen atmosphärische Einflüsse ungemein resistente Muschelagglomerat ausgebeutet wird. In diesem Steinbruch zeigt sich auch die das Mittelmiocän bedeckende, obermiocäne Juranagelfluh, eine fluviatile Geröllbildung, welche den größten Teil der Hochfläche östlich Tenniken bedeckt (vgl. „Führer“ Fig. 13, Profil E—F). Es läßt sich in dieser Steingrube leicht erkennen, daß die Nagelfluh bald auf den bunten Mergeln, bald auf den Süßwasserkalken des Mittelmiocäns transgrediert; die untere Grenze der Juranagelfluh gegen das Mittelmiocän ist als Erosionsgrenze aufzufassen.

Der Ausblick von Gisiberg aus ermöglicht festzustellen, daß in der nächsten Umgebung die genannten Tertiärbildungen eine absolut ungestörte, schwach nach Süden geneigte Decke ausmachen, deren Basis hier ungefähr mit der Höhenkurve 600 m ü. M. zusammenfällt. Andererseits lassen sich südlich und südöstlich Gisiberg sehr klar zwei Grabenbrüche nachweisen, die im Landschaftsbilde besonders deshalb scharf zum Ausdruck gelangen, als die Verteilung von Wald- und Wiesendistrikten fast genau die Geologie des Untergrundes wiederspiegelt:

Die Kalkmasse des Hauptrogensteins trägt vorwiegend Buchenwald, während das Wiesengelände fast immer das mergelige Argovien verrät (vgl. „Führer" Fig. 12). Diese beiden Grabenbrüche von Gisiberg (II) und Taubenrain (III) (vgl. „Führer" Fig. 13) lassen sich bis an den Südrand der Tertiärdecke verfolgen und treten am Nordrande derselben wieder zum Vorschein; das Miocän selbst bleibt ungestört (vgl. „Führer" Fig. 11 und Fig. 13, E—F). Es ergibt sich somit, daß diese Brüche schon in vormittelmiocäner Zeit entstanden sein müssen.

Versuchen wir ihr Alter genauer zu fixieren, so steht uns hier nur noch ein Anhaltspunkt zur Verfügung: ca. 5 km westlich der Tennikerfluh, bei Lausen, finden wir in einem ähnlichen Grabenbruche als jüngste mitgestörte Schicht noch Huppererde, begleitet von mitteleocänen Süßwasserkalken mit *Planorbis pseudammonius* SCHLOTH[1]). Die Entstehung dieses Bruches fällt also in die posteocäne Zeit, und wir dürfen wohl für die analogen Grabenbrüche der Tennikerfluh gleichfalls posteocänes, also oligocänes oder altmiocänes Alter annehmen. Die durch diese Brüche geschaffenen Niveaudifferenzen wurden wohl schon in altmiocäner Zeit teilweise ausgeglichen; die Transgression des mittelmiocänen Meeres ebnete den damaligen Untergrund vollständig ein, sodaß die Ablagerungen dieser Zeit auf einer gleichförmigen Abrasionsfläche aufruhen.

Nachdem noch der Steinbruch Steinhalde, der das Muschelagglomerat in einer Mächtigkeit von ca 8 m, sowie die hangenden Süßwasserkalke und Mergel erschließt, besucht worden war, stiegen wir vom Tenniker-Tertiärplateau nordwärts hinab ins Homburgertal. Dabei bot sich Gelegenheit, das Wiederhervortreten der beiden Grabenbrüche von Gisiberg (II) und Taubenrain (III) zu beobachten und gleichzeitig das keilförmig erscheinende Nordende des Gisibergbruches im Grütsch („Führer" Fig. 13, Profil C—D) wenigstens von weitem zu überblicken.

Ein Aufschluß der Keuper-Liasgrenze am Südufer der Ergolz bei Böckten zeigte ähnliche Verhältnisse, wie sie uns vom Diegterbach her bekannt waren. Über dem Gryphitenkalk tritt hier noch der *Obtusus*-Ton auf.

Der Nachmittag galt dem Besuch der Farnsburg. Ausgehend von Gelterkinden, das im Gebiete des mittleren und oberen Lias liegt, trafen wir im Aufstieg sukzessive *Opalinus-*

[1]) Hinsichtlich der Süßwasserkalke mit *Planorbis pseudammonius* verweise ich auf die kürzlich erschienene monographische Arbeit A. GUTZWILLERS: Die eocänen Süßwasserkalke im Plateaujura bei Basel. Zürich 1906. Abh. d. Schweiz. pal. Gesellschaft XXXII, 1905.

Tone, *Murchisonae-Sowerbyi*-Schichten, ferner gute Aufschlüsse in den *Blagdeni*-Schichten. Die Plateauhöhe der Farnsburg besteht aus schwach südwärts neigendem Hauptrogenstein.

Die weite Rundsicht, die sich hier oben bietet, war geeignet, die Teilnehmer sofort mit den Grundzügen des geologischen Baues der weiteren Umgegend von Basel bekannt zu machen:

Einerseits überblickt man nach Osten, Süden und Westen das Gebiet des Tafeljura, dessen Höhen sich, von hier aus gesehen, ganz schematisch einer gleichförmig, schwach nach Süden geneigten Fläche einfügen (vgl. „Führer" Fig. 9). Diese Fläche möchte ich als die alte Abrasionsfläche deuten, die — wie die Tennikerfluh zeigt — bei der mittelmiocänen Transgression gebildet wurde. Die Plateauflächen, die sich überall auf den Höhen der Tafel-Juraberge wiederfinden, sind dann nur die durch quartäre Erosion wenig oder kaum veränderten Reste der alten, das ganze Exkursionsgebiet gleichförmig überspannenden Abrasionsfläche, die im Kartengebiet Gelterkinden größtenteils in den widerstandsfähigen Hauptrogenstein zu liegen kommt und dadurch so außerordentlich schön erhalten geblieben ist. Die Neigung der Abrasionsfläche nach Süden zu ist aber geringer als der Einfallswinkel des Hauptrogensteins; deshalb liegt auch am Südrande des vom Referenten geologisch bearbeiteten Blattes Gelterkinden das transgredierende Mittelmiocän auf jüngeren Schichten als Hauptrogenstein[1]).

Die südliche Begrenzung des Tafeljura ist eine sehr scharfe dadurch, daß die Nordstirne des Kettenjura nordwärts vorgebrandet ist, sodaß in der sog. Überschiebungszone die nördlichsten Jurafalten überliegen und überschoben sind auf die miocänen Ablagerungen, die wir als Jüngstes am Südrande des Tafeljura verfolgen können (vgl. „Führer" Fig. 9 u. 10).

Der Ausblick nach Norden zeigt, wie im nördlichen Tafeljura unter den Jurasedimenten die Trias hervortritt, die sich bis zum Rhein hin erstreckt. Sie wird gequert von dem eingebrochenen Jurazug des Sonnenberges (vgl. „Führer" Fig. 10, Profil 3), als dessen Nordende vielleicht die Lias- und Unter-Doggervorkommen des unteren Wehratals (vgl. „Führer" Fig. 2) zu deuten sind. Jenseits des Rheines setzt sich die Trias des Tafeljura weiter fort in der Triasplatte des Dinkelberges, die ihrerseits durch die Bruchspalte Kandern-Säckingen vom hohen Schwarzwald, dessen Rücken die Aussicht nordwärts abschließen, begrenzt wird.

[1]) Auf diese hier vertretene Auffassung gedenke ich in einer besonderen Notiz demnächst näher einzugehen.

Von der Farnsburg aus wurde der Rückweg nach Gelterkinden angetreten und mit der Bahn nach Basel zurückgekehrt.

3. Zweitägige Exkursion nach Moutier, Weißenstein und Solothurn.

Am *7.* und *8. August* sollten die Teilnehmer bekannt gemacht werden mit dem so charakteristischen und klaren Faltenbau des Kettenjura, wie er namentlich das Weißensteingebiet auszeichnet, dessen Tektonik überdies durch den in den Jahren 1904—1907 erstellten Weißensteintunnel aufs genaueste bekannt geworden ist. Als Einführung dienten dabei die Erläuterungen des Führers (S. 21) und die beigegebenen Figuren 18—22. Außerdem war den Teilnehmern ermöglicht, die vom Referenten entworfene, soeben erschienene „Geologische Karte des Weißensteintunnelgebietes" sowie die „Geologische Profilserie durch das Gebiet des Weißensteintunnels" zu benützen, die in seiner „Geologischen Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung" (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge XXI. Liefg.) enthalten sind.

Schon die Eisenbahnfahrt von Basel nach Moutier im Berner Jura, am Morgen des *7. August*, gestattete namentlich im Gebiete der Kluse von Moutier-Delsberg manch interessanten Einblick in den Gewölbebau der Juraketten. Von Moutier aus wurde dann die Exkursion zu Wagen fortgesetzt, und zwar zunächst ostwärts die breite Tertiärmulde von Moutier verfolgt, die sich zwischen die Graiterykette im Süden und die Raimeux- (Basse Montagne) Kette im Norden einschiebt. Die bunten Mergel des Delémontien, die in einem großen Teil der Mulde den jüngsten Kern bilden, waren zurzeit unweit Moutier durch den Bau der Weißensteinbahn sehr schön aufgeschlossen; außerdem bot sich Gelegenheit, auf den eigenartigen Lauf der Birs hinzuweisen, die die Graiterykette in der Kluse von Court-Moutier durchbricht, dann eine Strecke weit der Mulde von Moutier folgt, um ebenso unerwartet die Ketten des Raimeux und Vellerat zu durchqueren (vgl. „Führer" Fig. 21). Immer dem Laufe der Raus flußaufwärts folgend, gelangten wir nach Grandval und Crémine. Von letzterer Ortschaft an wird das Tal der Raus, das bisher Muldental war, zum Quertal oder zur Kluse durch die südlich angrenzende Graitery-Kette. Der Bau dieser Kette ist allerdings kein regelmäßiger. Sehr klar tritt im Kern derselben ein Gewölbescheitelbruch zutage (vgl. im „Führer" das unterste Profil der Fig. 18), ferner zeigen sich im Süd-

schenkel der Kette zwei kleine Staffelbrüche (auf den 3 untersten Profilen der Fig. 18 als ein Bruch dargestellt); auf der Kluft des südlichen dieser beiden Brüche tritt eine starke Spaltenquelle, die Gänslochquelle, auf.

Stratigraphisch zeigt die Klus als Ältestes den oberen Hauptrogenstein. Der höhere Dogger und das Oxford sind im Niveau der Talsohle nicht aufgeschlossen. Dagegen ist durch den Bahnbau ein sehr schönes, fast kontinuierliches Profil aller Horizonte von den Birmenstorfer-Schichten des Argovien bis ins untere Sequan erschlossen worden, und dieses Profil findet längs der Straße seine Fortsetzung in den höheren Sequanhorizonten und dem Kimmeridgekalk (vgl. „Führer" Fig. 19).

Nachdem die Umgebung des Tunnelnordportals aufs eingehendste besichtigt worden war, wurde die Weiterfahrt nach Gänsbrunnen angetreten, das in der Mulde zwischen Graitery-Kette und Weißenstein-Kette liegt (vgl. „Führer" Fig. 18). Die Tertiärausfüllung der Mulde ist hier allerdings nirgends aufgeschlossen, sondern verhüllt durch eine mächtige Decke von fluvioglacialen Schottern und Sanden, die vorwiegend aus jurassischem Material mit nur spärlich beigemengten alpinen Geröllen bestehen. Es sind diese Schotter jedenfalls abgelagert worden zu einer Zeit, da die Raus noch ostwärts dem Talweg in der Mulde folgte und noch nicht nach Nordwesten abgelenkt war in ihr heutiges Quertal durch die Graitery-Kette.

Von Gänsbrunnen aus führte die Exkursion nunmehr in die Weißensteinkette selbst.

Wie die beiden Figuren 18 des „Führers" zeigen, besteht das Eigentümliche der Tektonik des Weisensteingebietes darin, daß sich zwischen Hasenmatt und Kurhaus Weißenstein eine Doppelung im Kern der Kette nachweißen läßt, die darauf zurückzuführen ist, daß hier eine von Westen nach Osten untertauchende Doggerfalte abgelöst wird durch eine parallellaufende, von Westen nach Osten aufsteigende. Während wir an der Hasenmatt und beim Kurhaus Weißenstein nur je eine Falte nachweisen können (vgl. erstes und letztes Profil der Fig. 18), finden wir im zwischenliegenden Gebiete eine Doppelung des Gewölbekerns. Der Malmmantel der Kette paßt sich in seiner Erscheinungsform diesen Vorgängen im Kern der Kette aufs engste an; die Einheitlichkeit der Kette bleibt aber trotz dieser Vorgänge in ihrem Kern äußerlich streng gewahrt.

Im Aufstieg von Gänsbrunnen nach der Hasenmatt querten wir zunächst den überkippten Nordschenkel der Weißensteinkette und betraten dann — immer dem Rüsch-

graben folgend — im sog. Kleinkessel den Doggerkern der Nordfalte. Dabei bot sich Gelegenheit fast alle Schichten vom Kimmeridge bis zu den *Sauzei*-Schichten in steilgestelltem Profil zu verfolgen (vgl. „Führer" Fig. 19). Im Rüschgraben endlich lieferten zwei erratische Blöcke von Arollagneis den Beweis, daß auch dieses Gebiet zur Zeit der größten Vergletscherung (Riß-Eiszeit) vom Rhonegletscher bedeckt war. Vom Gewölbekern im Kleinkessel nach Südosten ansteigend, trifft man im Südschenkel des Nordgewölbes wieder auf immer jüngere Schichten bis der Hauptrogenstein-Muldenkern zwischen Nordfalte und Südfalte erreicht ist. Das Südgewölbe stellt sich als einfache Hauptrogensteinfalte dar, deren Scheitel hier orographisch den wasserscheidenden Rücken bildet.

Ausgehend vom Gewölbescheitel der Südfalte führte die weitere Exkursion in den Malm-Südschenkel der Weißensteinkette. Wir folgten dem langen Sequangrat, der sich von der Gitzifluh aus westwärts zur Hasenmatt, dem Kulminationspunkt der Weißensteinkette, 1448 m, erstreckt.

Die weite Rundsicht vom Hasenmattgipfel aus bot prachtvolle Tiefblicke auf das mittelschweizerische Molasseland im Süden. Die Alpen waren leider fast ganz in Wolken gehüllt; reichliche Entschädigung gewährte uns dafür die instruktive Übersicht über den Bau der Weißensteinkette und der benachbarten Jurakämme. Gerade die Weißensteinkette zeigt hier die für viele Juraketten so ungemein charakteristische morphologische Gliederung. An den meist bewaldeten, durch die Felswände des Hauptrogensteins ausgezeichneten Doggergewölbekern legen sich beidseitig symmetrisch die meist als Weiden und Wiesen benützten Argoviencomben (Combe = Isoklinaltal) an, die ihrerseits wieder am Außenrande der Kette überragt werden von den scharfen Felskämmen der Sequan-Kimmeridgeflühe (vgl. „Führer" Fig. 18).

Der Abstieg von der Hasenmatt nach dem Althüsli zeigte uns ein fast vollständig aufgeschlossenes Profil von den Sequanplatten des Hasenmattgipfels bis hinab zum unteren Hauptrogenstein (vgl. „Führer" Fig. 19). Namentlich die Grenzhorizonte vom Dogger zum Malm boten in einzelnen Lagen charakteristische Fossilien in großer Zahl.

Die weitere Exkursion bis zu unserm Nachtquartier, dem Kurhaus Weißenstein, führte wieder über den Gewölbescheitel der Südfalte zurück und in die weit sich hinziehende Argoviencombe im Nordschenkel der Kette, bis wir aufstiegen zum Kurhaus, das auf den obern Dogger-Schichten des Nordschenkels der Kette errichtet ist (vgl. „Führer" Fig. 18, 1. Profil).

Die Exkursion vom *8. August* war vorwiegend der überaus interessanten Tektonik der Weißensteinkette bei Balmberg und Günsberg gewidmet. Zur Orientierung dienten die 4 Profile („Führer" Fig. 20), die vom Führenden im verflossenen Frühjahr als Entwurf gezeichnet worden waren[1]).

Um den Teilnehmern einen Überblick über das Exkursionsgebiet dieses Tages zu bieten, galt der frühe Morgen dem Besuch der Röthifluh (1398 m). Eine über alles Erwarten glanzvolle Aussicht belohnte den kurzen Aufstieg. Die Alpen, die Tags zuvor fast ganz in Wolken gehüllt gewesen waren, erstrahlten in ihrer ganzen Pracht; zwischen Alpen und Jura dehnte sich das weite mittelschweizerische Molasseland aus, an seinem Nordwestrand unmittelbar anstoßend an die hohen Ketten des Juragebirges (vgl. „Führer" Fig. 22). Nach Osten, Norden und Westen überschaute man das weite, reich gegliederte Gebiet des Kettenjura, ganz in der Ferne Schwarzwald und Vogesen.

Ebenso instruktiv wie die Fernsicht ist der Einblick, der sich vom Röthifluhgipfel aus ostwärts in den Kessel der Balmberge und in den Aufriß der Weißensteinkette von Günsberg bietet: Das Hauptrogensteingewölbe der Röthifluh umschließt schalenförmig die älteren Schichten des Kerns, als Ältestes tritt im Innern der Kette die Anhydritgruppe auf; die Gipsgruben von Günsberg verraten ihr Ausstreichen (vgl. „Führer" Fig. 20).

Der Abstieg von der Röthifluh nach Ober-Balmberg zeigte den Teilnehmern nochmals sehr schöne Profile des oberen Doggers im Nordschenkel der Weißensteinkette. Sehr fossilreich erwiesen sich dabei besonders die Macrocephalen-Schichten und Homomyenmergel (vgl. „Führer" Fig. 19).

Vom Ober-Balmberg aus wurde das Bödeli überschritten und nach Krüttliberg abgestiegen; es bot sich dabei Gelegenheit, alle Aufschlüsse zu kontrollieren, welche der Konstruktion dieses Teiles des Profils 2 der Fig. 20 zugrunde liegen. Der Nordschenkel der Kette ist hier südwärts überkippt und es steht — wie im Verlaufe der Exkursion gezeigt werden konnte — diesem überkippten Nordschenkel ein gleichfalls überkippter Südschenkel gegenüber, sodaß im Gebiete des Balmberges tatsächlich der Querschnitt der Kette eine Konvergenz der Schenkel nach der Tiefe zu zeigt und fächerförmig erscheint.

---

[1]) Eine genaue Beschreibung dieser Profile ist enthalten in der „Geolog. Beschr. d. Weißenstein-Tunnels und seiner Umgebung" (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lfg. XXI, S. 92—103).

Am Nachmittag endlich wurde — ungefähr dem Profil 3 der Fig. 20 folgend — vom Dogger-Nordschenkel der Kette südwärts abgestiegen zum Gewölbekern. In fast ununterbrochenem Profil sind hier alle Schichten aufgeschlossen vom Hauptrogenstein bis zur Anhydritgruppe, charakterisiert durch leitende Fossilien oder petrographische Eigentümlichkeiten. Und in ganz symmetrischer Anordnung wurden endlich im Südschenkel der Kette nochmals alle Schichten von der Anhydritgruppe bis ins Kimmeridge gequert, bevor man südlich der Balmfluh aus der Kette hinaustrat ins tertiäre Vorland (vgl. Profil 3 Fig. 20 des „Führers").

Die Zeit reichte leider nicht hin, um ein sehr sehenswertes Profil der Keuper-Liasgrenze mit fossilführendem Rhät beim Käspisbergli (vgl. „Führer" Fig. 20, Profil 4) zu besuchen; statt dessen mußten wir uns begnügen, eben den zwischen den Gehöften Dählen und Säget liegenden Bachriß zu besuchen, wo in unmittelbarer Nähe steilstehender Kimmeridgefelsen tertiäre Schichten anstehen, die unter mittlerem Winkel nordwärts fallen und deutlich den Kimmeridge-Südschenkel der Kette unterteufen. Der Führende leitet aus diesem Verhältnis und gestützt auf andere entsprechende Beobachtungen eine bedeutende Überschiebung des Südschenkels der Weißensteinkette auf das südlich angrenzende Tertiär-Vorland ab. Eine Begehung des Bachrisses bis zum Fuß der Kimmeridgefelsen zeigte, daß die Angaben des Führenden in der „Geologischen Beschreibung des Weißenstein-Tunnels und seiner Umgebung" S. 95 bezügl. Molasseaufschluss II in folgendem Sinne erweitert und verbessert werden müssen: Oberhalb der das Bachbett querenden knauerigen Sandsteinbänke sind nunmehr an einigen Stellen noch bunte Mergel entblößt, die nach ihrer petrographischen Beschaffenheit entschieden als Delémontien zu bezeichnen sind[1]). Die Sandsteinbänke des Molasseaufschlusses II (vgl. a. a. O.) dürften deshalb nicht als eigentliche Molasse alsacienne, sondern als Sandsteinzwischenlager im Delémontienmergel zu deuten sein. Prinzipiell ändert dies an der tektonischen Auffassung, wie sie der Führende in den Profilen 3 und 4 der Fig. 20 vertritt, gar nichts; nur das Ausmaß der südwärts gerichteten Überschiebung wird noch etwas größer, als auf Grund der Beobachtungen vom April 1907 angenommen worden ist.

[1]) Die kleinen Aufschlüsse von Delémontienmergel wenig oberhalb der Sandsteinbänke (Molasseaufschluß II) sind vom Verf. im April 1907 nicht beobachtet worden; möglicherweise sind sie erst nachher durch den Bach geschaffen worden.

In Balm angelangt, brachte uns eine kurze Wagenfahrt durch die aus der Würmzeit stammenden Moränenzüge des Rhonegletschers hinunter nach Solothurn. Noch bot sich Gelegenheit, in einem der Solothurner Steinbrüche, denen der sehr wertvolle Kimmeridgekalk (Solothurner Marmor) entnommen wird, den aus der Würmzeit stammenden, sehenswerten Gletscherschliff zu besuchen, der als Eigentum der Solothurner Naturforschenden Gesellschaft vor Zerstörung geschützt ist. Endlich führte Herr Professor E. KÜNZLI, Solothurn, in dankenswerter Weise einen Teil der Exkursionsteilnehmer in das dortige Museum, um sie bekannt zu machen mit den einzigartigen, durch RÜTIMEYER berühmt gewordenen Solothurner-Kimmeridge-Schildkröten. Dann beschloß die Rückfahrt nach Basel die vom prächtigsten Wetter begünstigte Weißensteinexkursion.

4. Halbtägige Exkursion nach Liesberg.

Der Nachmittag des *9. August* wurde unter Führung von Herrn Dr. Ed. GREPPIN zu einer Exkursion in den Kettenjura bei Liesberg im Birstal benützt.

Durch die Kalk- und Tongruben des Zementwerkes Liesberg (vgl. „Führer" Fig. 14) sind sowohl im Hauptrogenstein als auch im obern Dogger, namentlich aber im Oxford und Rauracien, ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen worden, welche das auf Fig. 16 des „Führers" dargestellte Profil erkennen lassen.

Am Weißenstein hatte sich Gelegenheit geboten, den Exkursionsteilnehmern die argovische Ausbildung des Untern Malm: reduziertes Oxford, mächtiges, mergeliges Argovien, zu zeigen. Liesberg dagegen ist klassische Lokalität für die rauracische Facies dieser Schichten: mächtiges, reichgegliedertes Oxford; kalkig-recifales Rauracien (= Argovien). Über diese Faciesverhältnisse orientiert ein Vergleich der Figuren 16 u. 19 des „Führers"; die Tektonik ist aus Fig. 15 ersichtlich. Die Aufschlüsse des Zementwerkes liegen sämtlich im Nordschenkel der Movelierkette. Diese zeigt hier schematisch einfachen Bau. Auf ihrem Südschenkel ruht der überschobene und dabei reduzierte Nordschenkel der nächst südlich folgenden Rangierskette (vgl. auch „Führer" Fig. 10, Profil 4).

Herr Dr. GREPPIN erläuterte zunächst den Gesamtbau der Gegend um Liesbergmühle, dann wurden die einzelnen Aufschlüsse des Zementwerkes besucht und hierauf im Nordschenkel der Movelierkette auch die jüngeren Malmschichten: unteres und mittleres Sequan, verfolgt, wie sie auf den Pro-

filen Fig. 15 verzeichnet sind. Der Nordschenkel zeigt eine charakteristische flexurartige Knickung; zwischen zwei fast gleichförmig nach Norden neigende Teile schiebt sich eine „Steilzone“ ein[1]).

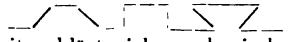
5. Halbtägige Exkursion nach St. Jakob und Neue Welt bei Basel.

Am Nachmittag des *10. August* wurden unter der Führung von Dr. A. GUTZWILLER und des Referenten einige Aufschlüsse an der Rheintalflexur südöstlich von Basel besucht.

Im Straßeneinschnitt vor St. Jakob erteilte Herr GUTZWILLER Aufschluß über eine hier gefundene quartäre Flora. Als Ergänzung seiner Darlegung stellt Herr GUTZWILLER nachstehende Originalmitteilung zur Verfügung:

„Bei der Tieferlegung der Straße Basel-St. Jakob im Jahre 1875 fand J. B. GREPPIN in einer im Niederterrassenschotter eingeschlossenen Linse von sandigem Ton Konchylien, Insekten sowie Blätter und Früchte verschiedener Pflanzen. OSW. HEER, dem die verschiedenen Fossilreste vorgelegt wurden, fand, daß die damalige Flora denselben Charakter zeigt wie diejenige der Schieferkohlen von Utznach und Dürnten und er erklärte daher die genannte Einlagerung von Ton für eine interglaziale. Dieser Anschauung traten später

[1]) Solche Steilzonen kehren in den Schenkeln fast aller Juragewölbe wieder, so z. B. auch in der Weißensteinkette (vgl. Fig. 18, unterstes Profil, und Fig. 20, Profil 4). Es ist diesen auffälligen Steilzonen bis jetzt viel zu wenig Beachtung geschenkt worden. Das Faltungsschema ist auch im eigentlichen Kettenjura nicht immer — wie gewöhnlich gezeichnet wird — die einfache Wellenlinie: ∿∿∿, sondern sehr häufig lehnt es sich an folgende Linienführung an:



Diese Eigentümlichkeit erklärt sich mechanisch am besten durch die vom Ref. kürzlich aufgestellte Theorie, wonach bei der Entstehung der Jurafalten in die eigentlichen Gewölbe nur die sedimentäre Decke vom mittleren Muschelkalk an aufwärts einbezogen worden wäre; während die aus vorwiegend sehr plastischen Gesteinen bestehende Anhydritgruppe das Schmiermittel lieferte, auf dem sich die Faltung vollzog und welches gleichzeitig als Ältestes in die Faltenkerne gepreßt wurde. (Vgl. A. BUXTORF, Zur Tektonik des Kettenjura. Ber. über die 40. Vers. Oberrhein. geol. Ver. Lindau 1907. S. 29.

Ähnliche Steilzonen in Gewölbeschenkeln kehren auch in anderen Faltengebieten wieder. Namentlich schön in Süd-Sumatra, von wo sie durch A. TOBLER eingehend beschrieben worden sind. (A. TOBLER: Topographische und geologische Beschreibung der Petrolgebiete bei Moeara Enim (Süd-Sumatra); Tijdschrift van het koninkl. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. 1906, Kaart No. V.)

auch DU PASQUIER und BRÜCKNER bei, während ich, gestützt auf nachträgliche Schürfungen, die für die ganze Schottermasse eine einheitliche Zusammensetzung bezüglich der Gesteinsarten ergeben hatten, die Ablagerung für eine der letzten Eiszeit angehörende erklärte[1]). Neueste Untersuchungen und Funde, die erst seit dem Besuch der Stelle durch die Deutsche geologische Gesellschaft statt hatten, haben nun ergeben, daß die betreffende Tonschicht samt der darüber liegenden Geröllmasse als postglazial aufzufassen sind, und die letztere nach erfolgter teilweiser Erosion der Niederterrasse wieder aufgelagert wurde, wohl infolge eines Vorstoßes während des allgemeinen Rückzuges der Gletscher. Die Begründung dieser Anschauung soll demnächst in einer kurzen Abhandlung in den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel niedergelegt werden."

Der Aufschluß in der Kalk- und Kiesgrube beim „Schänzli" von St. Jakob zeigt die an der Rheintalflexur steilgestellten Mittlern-Dogger-Schichten, und zwar ist durch den Abbau ein kontinuierliches Profil von den obern *Blagdeni*-Schichten bis in die *Acuminata*-Schichten entblößt, das auf Fig. 6 des „Führers" dargestellt ist. Anläßlich des Besuches der Grube durch die Exkursion machte Herr Dr. LEUTHARDT (Liestal) darauf aufmerksam, daß im unteren Hauptrogenstein ca 10 m über der Grenze gegen die *Blagdeni*-Schichten eine Crinoidenbank auftritt, die ausschließlich aus den Gliedern von *Cainocrinus major* LEUTHARDT zusammengesetzt ist. Auf Fig. 6 ist dieser Crinoidenhorizont nicht ausgeschieden worden; er beansprucht aber unser Interesse, weil er in einem großen Teil des Basler Jura an der stratigraphisch gleichen Stelle stets wiederkehrt und außerdem gelegentlich auf der Schichtfläche prachtvoll erhaltene Kelche des genannten Crinoiden zeigt[2]). Wie Fig. 6 des „Führers" zeigt, sind durch den Abbau auch verschiedene Quartärbildungen sehr schön aufgeschlossen, über die Herr GUTZWILLER das Folgende mitteilt:

---

[1]) Siehe: Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. Naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. X, S. 546 u. ff.

[2]) Man vergl. hierüber: F. LEUTHARDT: Die Crinoidenbänke im Dogger der Umgebung von Liestal; Tätigkeitsber. d. Naturf. Ges. Baselland pro 1902/03. Ferner F. LEUTHARDT: Nachtrag zu den Crinoidenbänken im Dogger der Umgebung von Liestal. Tätigkeitsber. d. Naturf. Ges. Baselland 1904/06. Der Hauptrogensteinbruch d. Schänzli ist neuerdings eingehend beschrieben worden von K. STRÜBIN: Die Ausbildung des Hauptrogensteins in der Umgebung von Basel. Tätigkeitsber. d. Naturf. Ges. Baselland 1904/1906.

„Die über dem steilstehenden, untern Hauptrogenstein auftretenden Niederterrassenschotter bestehen aus einer obern und untern Lage von Birs- bzw. Juraschotter mit zwischenliegendem Rheinschotter. Sämtliche Schotter sind der Niederterrasse, also der letzten Eiszeit, zuzuzählen. Im Gegensatz zu diesen auflagernden, jungen Schottern treten in Schloten und Höhlen (Dolinen) des Rogensteins stark zersetzte, lehmige Schotter auf, die als entschieden älter als die Schotter der Niederterrasse aufzufassen sind. Sie sind auf Fig. 6 als „diluviale Einschwemmungen" eingetragen und hier sowie auf S. 10 des „Führers" entsprechend meiner früheren Auffassung als „Hochterrasse?" bezeichnet worden. Seither habe ich diesen alten Schottern aufs neue meine Aufmerksamkeit geschenkt und genauere Untersuchungen an reichlich zutage gefördertem Material haben ergeben, daß diese Schotter älter als Hochterrassenschotter sind und sogar dem oberelsässischen Deckenschotter angehören. Auch hierüber werde ich in einer später erscheinenden Notiz in den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft genauere Mitteilungen geben."

Der Besuch der von PETER MERIAN entdeckten Fundstelle für Keuperpflanzen in der „Neuen Welt" bei Basel wurde leider durch den Ausbruch eines heftigen Gewitters wesentlich beeinträchtigt. Über die Lage der Fundstelle orientiert Fig. 8 des „Führers", während aus Fig. 7 der genaue Schichtverband ersichtlich ist. Die stratigraphische Stellung der Pflanzenschichten, die bis vor wenig Jahren noch als Lettenkohle betrachtet worden waren, dürfte nun definitiv gesichert sein: sie treten auf über dem Schilfsandstein und unter dem Hauptsteinmergel. Trotzdem Herr Dr. LEUTHARDT, der vor wenig Jahren die Keuperflora der Neuen Welt einer Neubearbeitung unterworfen hat[1]), die wichtigsten Fundstellen aufdecken ließ, war bei dem strömenden Regen an ein Ausbeuten der Pflanzenreste nicht zu denken, und es mußte der Rückweg nach Basel angetreten werden.

6. Halbtägige Exkursion nach dem Tüllingerberg.

Am Nachmittag des *11. August* wurde unter Führung von Herrn Dr. A. GUTZWILLER die aussichtsreiche Höhe von Tüllingen am Ausgang des Wiesentals besucht. Über die

[1]) FR. LEUTHARDT: Die Keuperflora von Neuewelt bei Basel. Abh. d. schweiz. pal. Ges. **30—31**, 1903 u. 1904.

geologische Lage des Tüllingerberges zur Rheintalflexur und zum Westrande des Dinkelberges orientiert Fig. 4 des „Führers". Über den Verlauf der Exkursion selbst berichtet Herr Dr. GUTZWILLER, wie folgt:

„Die Tüllingerhöhe besteht in ihrer ganzen Erhebung aus einer ca. 100 m mächtigen Süßwasserbildung von Tonen, Mergeln und Kalken, die dem Oberoligocän (Aquitan) einzureihen sind. Unmittelbar unterhalb des Dorfes Tüllingen konnte an einer entblößten Stelle der Süßwasserkalk mit schlecht erhaltenen Resten von Limnäen und Planorben beobachtet werden.

Über dem Dorfe bot sich bei günstiger Beleuchtung ein schöner Ausblick über den südlichsten Teil des Rheintalgrabens mit dem oberelsässischen, schotterbedeckten Tertiär-Hügelland; dahinter im Süden der Kettenjura, im Osten der Dinkelberg, eine wesentlich aus triassischen Gesteinen zusammengesetzte sekundäre Scholle des Schwarzwaldhorstes und an diesen südwärts anschließend der Basler Tafeljura, über welchen einige Gipfel des hohen Kettenjura hervorragen (vgl. „Führer" Fig. 10).

So bot denn der Ausblick von der Tüllingerhöhe den Teilnehmern Gelegenheit, das Gebiet, in welchem sich die übrigen Exkursionen vor und während der Versammlung bewegt hatten, nochmals in seiner Gesamtheit zu überblicken.

7. Vierzehntägige Exkursion in die Alpen.

Die 14 tägige Alpenexkursion führte die Teilnehmer vom nördlichen Alpenrand von Luzern aus kreuz und quer durchs Gebirge an den Südrand nach Arona. Hauptzweck war dabei, die Exkursionsteilnehmer im Felde bekannt zu machen mit den modernen Anschauungen über die Tektonik der Schweizeralpen, die in der Annahme gewaltiger Überfaltungs- und Überschiebungsdecken ihren Ausdruck findet. Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Vierwaldstättersee- und dem Simplongebiet geschenkt, in welchen von den Exkursionsleitern Detailuntersuchungen ausgeführt worden sind und auch jetzt noch weitergeführt werden.

Die ersten $3\,^1/_2$ Exkursionstage waren den nördlichen Kalkalpen zwischen Vierwaldstätter- und Brienzersee gewidmet; es folgte eine rasche Durchquerung des Aarmassivs längs der Grimselroute. Es schloß sich an eine mehrtägige Begehung des Oberwallis zwischen Ulrichen und Simplon. Vom Simplongebiet aus führte ein Abstecher hinab nach Arona am südlichen Alpenrand; ihren offiziellen Schluß fand die Exkursion

am 23. August auf dem Simplonpasse. Inoffiziell wurde am 24. und 25. August noch von einer kleinen Gesellschaft Zermatt und seine Umgebung besucht.

A. Zentralschweizerische Kalkalpen.

Am Morgen des *12. August* wurde von Basel aus die Fahrt nach Erstfeld an der Gotthardstrecke angetreten. Von Erstfeld, das schon im Gneisgebiet der Aarmassivs liegt, führte die weitere Exkursion, teils zu Fuß, teils zu Wagen, alpenauswärts nach Flüelen und der Axenstraße entlang nach Brunnen. Über die speziellern geologischen Verhältnisse längs des Reußtales und des Urnersees orientieren die ausführlichen Bemerkungen auf S. 27 und 28 des „Führers" sowie die Figuren 23—33. Einige Ergänzungen zu dieser Darstellung sind in dem den „Exkursionsberichten" folgenden Abschnitt II enthalten.

Am *13. August* wurde, in Abänderung des vorgesehenen Programms, zunächst von Brunnen aus per Dampfer eine Retourfahrt nach Flüelen ausgeführt. Diese Fahrt auf dem See ermöglichte bei prächtigstem Wetter den Überblick auf beide Seiten des Urnerseequertals; der symmetrische Gebirgsbau beider Seiten, der tags zuvor von der Axenstraße aus nur unvollständig übersehen werden konnte, ließ sich nun aufs klarste verfolgen. Von Brunnen aus wurde die Seefahrt nach Vitznau fortgesetzt. Dabei bot sich Gelegenheit, vom Schiff aus die geologischen Verhältnisse der Seestrecke Brunnen-Vitznau, des Alpenrandes im Rigigebiete sowie der Klippen zu erläutern (vgl. „Führer" S. 28—29).

Von Vitznau aus wurden die nahen Molasse-Nagelfluhbänke beim Wasserfall ob dem Dorfe besucht, dann teilte sich die Exkursionsgesellschaft. Die einen benützten die Gelegenheit, um mit Herrn C. SCHMIDT nach Rigikulm zu fahren, die andern begaben sich unter Führung des Referenten zu Schiff und Seilbahn nach dem Bürgenstock, besuchten das ausgezeichnete Profil der mittlern Kreidehorizonte, das durch den „Felsenweg" zugänglich gemacht worden ist, und benützten den Lift zur Auffahrt nach der Hammetschwand, dem Kulminationspunkt des Bürgenstocks. Die Hammetschwand bietet einen ausgezeichneten Überblick über den Gebirgsbau des Alpenrandes. Der Rückweg nach dem Bürgenstock wurde über Honegg gewählt und zwischen Honegg und Trogen an der Straße eine kleine Faltenverwerfung besichtigt, die sich da einstellt, wo in der Südabdachung der Hammetschwand erstmals die nach

Westen immer selbständiger werdende Kette des Muetterschwandenbergs nachgewiesen werden kann.[1])

In Stansstad vereinigten sich die Teilnehmer beider Exkursionen wieder. Die Weiterfahrt durch den Alpnachersee bot Gelegenheit, die Tektonik des Pilatus und Lopperberges näher zu besprechen, namentlich auf den großen, schief zum Streichen der Kette verlaufenden Lopperberg-Querbruch aufmerksam zu machen, längs welchem der Ost-Pilatus nordwestwärts vorgeschoben worden ist. — Von Alpnachstad aus brachte uns die Brünigbahn nach Lungern, dem heutigen Nachtquartier.

Der *14. August* galt dem Besuch der Giswylerklippen und dem Aufstieg zum Brienzerrothorn. Außer C. SCHMIDT und dem Referenten beteiligte sich an der Führung der Exkursion auch G. NIETHAMMER, dem wir neuere Angaben über die Giswylerklippen verdanken (vgl. „Führer", Lit.-Verz. S. 40).

Der Aufstieg von Lungern zur Dundelegg zeigt längs der vor einigen Jahren gebauten Bergstraße ein bemerkenswertes Profil der schiefrigen, hellen Valanginienkalke (*Diphyoides*-kalke), welche durch erst schiefrige, in den höheren Horizonten aber äußerst regelmäßig gebankte, einige 100 m mächtige Hauterivienkieselkalke überlagert werden. Im Dach derselben fanden wir in einem neuen Weganschnitt nördlich überm Dundelbach wenig mächtige, aber typische, glaukonitische Altmannschichten, bedeckt von unverkennbaren Drusberg-Schichten. Schrattenkalk und Gault fehlen im Brienzerrothorngebiet entweder ganz oder sind nach Ablagerung wieder zerstört worden oder sind vielleicht auch z. T. in anderer, schiefriger Facies entwickelt. Seewerkalk tritt nur lokal, dann aber gelegentlich recht mächtig auf. Die obersten Kreidehorizonte werden durch die wiederum mehrere 100 m mächtigen Wangschichten gebildet, die in den Gebieten, wo Schrattenkalk-Gault-Seewerkalk fehlen,

[1]) Ich verzichte darauf, eine eingehende Schilderung des Kreideprofils am Felsenweg zu geben, da eine solche im Bericht über die Exkursionen der Schweiz. geol. Gesellsch. 1905 (Ecl. geol. Helv. IX, S. 19—25) enthalten ist. Es mag aber für meine Schweizer Kollegen immerhin von Interesse sein, daß sämtliche Teilnehmer an der Exkursion der deutschen geol. Ges. den raschen Wechsel der Gesteinfazies an der Grenze der Turrilitenschichten gegen den Seewerkalk unbedingt als eigentliche Transgression bezeichnet wissen wollten; d. h. dieselbe Auffassung vertraten, die anläßlich der Exk. d. Schweiz. geol. Ges. 1905 vom Referenten vorgeschlagen, aber nach langen Diskussionen damals wieder verlassen worden war (vgl. Ecl. geol. Helv. IX, S. 24 Fußnote).

direkt dem petrographisch sehr ähnlichen Neokom (Drusberg-Schichten) aufruhen. Diese letztere Eigentümlichkeit der Kreideentwicklung hat die Brienzerrothornkette gemein mit dem Bauen-Brisengebiet, namentlich aber mit dem Frohnalpstock, wo P. ARBENZ diese Verhältnisse genauer verfolgt hat. Frohnalp, Bauen-Brisen und Brienzerrothorn gehören ja auch ein und derselben tektonischen Einheit an[1]).

Der aus Wangschichten bestehende Rücken der Dundelegg trägt zahlreiche lose Blöcke von Triasgesteinen, welche wohl aufzufassen sind als letzte Erosionsreste einer der „ostalpinen" Decke angehörenden Klippe, welche früher über den Wangschichten der Dundelegg existiert und mit den benachbarten Giswylerstöcken eine zusammenhängende Decke gebildet haben dürfte. Der Blick von Dundelegg aus auf die fremdartigen Triasklötze der Giswylerstöcke mitten im Gebiet helvetischer Kreide- und Tertiärbildungen trug mehr als lange Erörterungen dazu bei, den Exkursionsteilnehmern die Bedeutung des Klippenphänomens für die Tektonik der Alpen klarzumachen. Daß das Auftreten typisch ostalpiner Triasbildungen mitten im

---

[1]) Ich möchte bei der Gelegenheit nicht versäumen, einen im „Führer" enthaltenen Fehler zu verbessern:

In der stratigr. Tabelle, S. 32, ist in der Mittelrubrik, 2. Kreidekette, für die gesamte Schichtfolge vom Kieselkalk bis zum Seewermergel bemerkt: „Im Brienzerrothorngebiet schiefrig entwickelt", und die gleiche Angabe kehrt auf S. 39 wieder. Diese fehlerhafte Darstellung ist übernommen aus der stratigr. Tabelle, die von A. TOBLER und mir im Sommer 1905 entworfen worden ist (vgl. Ecl. geol. Helv. IX, Tafel 2) und leitet sich her aus einer — wie ich mich selbst überzeugt habe — unrichtigen Verallgemeinerung der von A. TOBLER im Melchtal beobachteten Verhältnisse auf das westlich benachbarte Brienzerrothorngebiet. Die Beobachtungen während der Exkursion lehrten, daß die Diphyoideskalke des Valangien in gleicher Ausbildung wie bei Sisikon und am Brisen auch bei Lungern vorkommen und auch hier von den ältern Autoren dem Berrias zugezählt worden sind. Ebenso ist der Hauterivienkieselkalk am Brienzerrothorn vollständig gleich und auch in gleich großen Mächtigkeiten entwickelt wie im Frohnalp-Brisengebiet. Auch die höhern Neokomschichten (Altmann- und Drusberg-Schichten) dürften sich bei neuer Kartierung ziemlich überall verfolgen lassen. Wie schon oben gesagt worden ist, sind Schrattenkalk und Gault aus der engern Brienzerrothorngegend bis jetzt nicht oder nur ganz lokal und in geringen Mächtigkeiten beobachtet worden; eine etwas größere Verbreitung besitzt der Seewerkalk, der häufig — wie in der Frohnalpkette bei Iberg — in roter Varietät auftritt. Das Verhältnis der überall am Brienzerrothorn mächtig entwickelten Wangschichten zu den unterteufenden Kreidehorizonten ist noch nicht allseitig geklärt, was bereits oben angedeutet worden ist. Eine detaillierte Neuaufnahme der ganzen Brienzerrothornkette vom Thuner- zum Sarnersee dürfte hierüber und auch über die ganze Kreidestratigraphie dieses Gebietes wichtige Aufschlüsse liefern.

Rahmen der helvetischen Alpen nur durch Überschiebung von Südsüdosten her erklärt werden könne, mußte um so überzeugender erscheinen, als ja die vorhergehenden Exkursionen einerseits die rein germanischen Triasbildungen des Juragebirges, andererseits die sehr reduzierte, helvetische Trias — wenn Quartenschiefer und Rötidolomit überhaupt als solche bezeichnet werden dürfen — am Nordrande des Aarmassivs gezeigt hatten.

Unter den Dolomitspitzen des Mändli durch, in deren Schutt gyroporellenführende Blöcke gefunden wurden, stiegen wir über die Paßlücke „Kringen" zur Alp Fontanen hinüber, wo wir unweit südwestlich der Hütten vereinzelte belemnitenreiche Liasblöcke beobachteten.

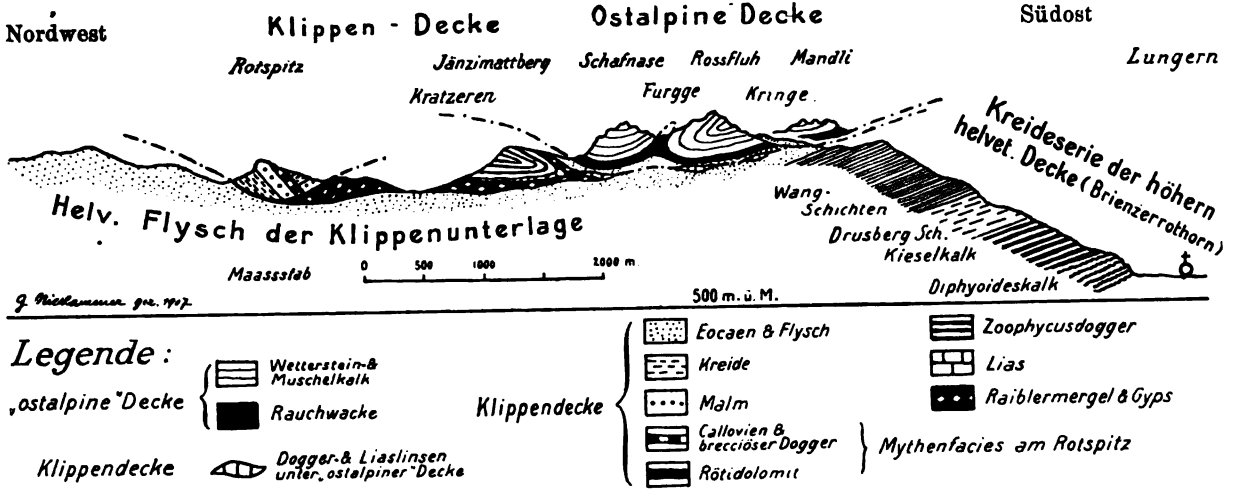
Von Fontanen aus brachen einige Teilnehmer direkt auf zum Brienzerrothorn. Die Mehrzahl aber besuchte noch die nordwestlichen Giswylerklippen: Jänzimattberg und Rotspitz, die im Gegensatz zu den Dolomitspitzen der eigentlichen Giswylerstöcke nicht der „ostalpinen Decke", sondern verschiedenen Zonen der „Klippendecke" angehören. Von Jänzimatt aus wurde dann im Laufe des Nachmittags der lange und ermüdende Aufstieg zum Brienzerrothorn angetreten, und zwar über Mittlest Arni, Paß 2068 südlich Arnidrister und Eisee. Dabei bot sich Gelegenheit, nochmals die meisten Horizonte der im ganzen recht einförmig entwickelten helvetischen Kreide der Brienzerrothornkette zu durchqueren; besondere Erwähnung verdienen nur die in der Literatur mehrfach genannten, roten Seewerkalke der Südostwand des Arnitälchens. Als Nachtquartier diente das Gasthaus auf dem Brienzerrothorn.

Anschließend an diesen Bericht über die Exkursion in die Giswylerklippen, der durch die Angaben des „Führers" seine Ergänzung findet, möge hier eine kleine Originalmitteilung von Herrn Dr. G. NIETHAMMER (Basel) Aufnahme finden, die — zusammen mit einem Detailprofil — neuere Beobachtungen über die Giswylerklippen enthält:

„Das diesen Bemerkungen beigegebene geologische Profil durch das Klippengebiet der Giswylerstöcke, Fig. 1, fußt zunächst auf der von E. HUGI[1]) gegebenen Darstellung. M. LUGEON hat zuerst die Giswylerstöcke als eine von Süden stammende „Nappe" dargestellt und G. STEINMANN[2]) hat versucht, auch hier zwei differente „Decken" zu unterscheiden.

[1]) E. HUGI: Die Klippenregion von Giswyl. Denkschr. d. Schweiz. nat. Ges. **36.** 1900.

[2]) G. STEINMANN: Die SCHARDTsche Überfaltungstheorie usw. Ber. d. nat. Ges. zu Freiburg i. B. XII, S. 18—67, 1905.



Geologisches Profil durch das Klippengebiet der Giswyler-Stöcke.

entworfen von G. Niethammer, 1907.

Fig. 1.

Daß in der Tat eine Aufteilung des Giswyler Klippengebietes in Reste verschiedener Decken sowohl durch das stratigraphische als auch das tektonische Verhalten der einzelnen Klippenberge durchaus begründet ist, habe ich kürzlich schon in einer kleinen Notiz[1]) zu beweisen versucht. Die nachstehenden Bemerkungen wollen nur eine Ergänzung des a. a. O. Gesagten sein, namentlich aber das nebenstehende Profil Fig. 1 erläutern, in welchem die neuere Auffassung erstmals zur Darstellung gelangt.

Schon eine flüchtige Betrachtung des Giswyler Klippengebietes lehrt, daß in demselben scharf zwei Klippengruppen zu unterscheiden sind: einerseits die klotzigen Kalk- und Dolomitmassen der eigentlichen Giswylerstöcke: Roßfluh, Schafnase und Mändli im Südosten, anderseits die landschaftlich viel weniger hervortretenden Klippen im Nordwesten: Jänzimatt- oder Alpboglerberg und Rotspitz. In den ersteren sehen wir heute Reste der sog. ostalpinen Decke, während wir die letzteren als Relikte der sog. Klippendecke auffassen müssen[2]). Diese Zerlegung stützt sich auf folgende Beobachtungen:

In den Klippen der „ostalpinen Decke" haben wir stratigraphisch zu unterscheiden: 1. Muschelkalk mit *Retzia trigonella*, bisher allerdings nur in Blöcken gefunden. 2. Die mächtigen Dolomite und Kalke, welche die Hauptmasse der Giswylerstöcke ausmachen. Diese Dolomite und Kalke wurden früher — erstmals von QUEREAU — immer als Hauptdolomit betrachtet. Indes ist es mir im Sommer 1907 gelungen, in diesen Kalken — ca 30 m nordöstlich unterhalb der Roßfluhspitze[3]) — *Diplopora annulata*, die bisher nur aus Blöcken bekannt war, auch in anstehendem Fels aufzufinden. Es dürfte deshalb die Hauptmasse der Giswylerstöcke als Wettersteinkalk und verwandte Horizonte und nicht wie bisher als Hauptdolomit anzusprechen sein. 3. Rauchwacke: Ob die überall am Fuße der Felsklötze der Giswyler Stöcke auftretende Rauchwacke — vgl. Fig. 1 — der obern oder der untern Trias angehört, muß so lange unentschieden bleiben, als wir nicht wissen, ob die Roßfluhfalte als Synklinale oder als Antiklinale aufzufassen ist. — Im Profil ist „Ostalpine" in

---

[1]) Die Klippen von Giswyl am Brünig. Centralbl. Min. 1907, Heft 16, S. 481.

[2]) Gegen die Aufteilung der Klippen von Giswyl in zwei Decken wandte sich kürzlich FR. JACCARD in seiner Notiz „La théorie de Marcel Bertrand etc." Bull. des laborat. de géologie etc. de l'univ. de Lausanne, Nr. 7, 1906.

[3]) In meiner oben zitierten Notiz steht irrtümlicherweise nördlich statt nordöstlich.

Anführungszeichen gesetzt, weil C. SCHMIDT[1]) die Wurzel der Decke der Giswylerstöcke nicht im Osten, sondern im Süden, d. h. in den „Dinariden" sucht.

Die Klippendecke ist noch vorhanden im Jänzimatt- oder Alpboglerberg und im Rotspitz.

Der Jänzimattberg besteht in der Hauptsache aus Mergelkalken des Doggers mit *Cancellophycus scoparius*. Dieser Dogger wird unterlagert von ammoniten- und belemnitenführendem Sandkalk des Lias, welcher seinerseits aufruht auf bunten Mergeln mit Gips und Rauchwacken, die allgemein der Raiblerstufe zugezählt werden. Im spezielleren zeigt der Dogger des Jänzimattberges petrographisch und paläontologisch große Ähnlichkeit mit dem sog. *Zoophycus*-Dogger der Freiburgeralpen, und wir dürfen daher auch den Jänzimattberg als Aquivalent der von H. SCHARDT unterschiedenen, durch *Zoophycus*-Dogger charakterisierten äußern Zone der Freiburgeralpen auffassen. Verschiedene isolierte Vorkommen von Lias- und Doggerblöcken und -riffen im Flysch unter den Triaskalkmassen der Roßfluh und Schafnase dürften ursprünglich mit dem Lias des Jänzimattberges zusammengehangen haben; durch das Darübergleiten der „ostalpinen" Decke ist dieser Zusammenhang zerstört worden, und die genannten Lias- und Doggerriffe erscheinen heute als ausgewalzte Reste der Klippendecke unter der „ostalpinen" Decke.

Am Rotspitz ist die Klippendecke stratigraphisch vollständiger entwickelt. Außer den von F. KAUFMANN und E. HUGI schon erwähnten Schichten — Kreide (Scaglia und Majolika), Tithon und Callovien — fand ich brecciöse Sandkalke, die den Dogger in sehr reduzierter Mächtigkeit darstellen, ferner Rötidolomit. Callovien, Dogger und Rötidolomit sind am Rotspitz genau so ausgebildet wie in den Klippen der Mythen bei Schwyz. TOBLER[2]) parallelisierte 1899 die Mythen mit der von H. SCHARDT unterschiedenen innern Zone der Freiburgeralpen, die ausgezeichnet ist durch das transgredierende Auftreten des Doggers in Form der sog. *Mytilus*-Schichten. Wir hätten also — nach Analogie mit den Mythen — auch den Rotspitz dieser innern Zone in der Klippendecke der Freiburgeralpen beizuzählen. Während aber in den Freiburgeralpen die innere Zone mit *Mytilus*-Dogger südlich

[1]) C. SCHMIDT: Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv. IX, 4, 1907, S. 555 und Taf. 12.

[2]) A. TOBLER: Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee. Ecl. geol. Helv. VI, 1899, S. 12.

von der äußern Zone mit *Zoophycus*-Dogger liegt, würden in den Giswylerklippen diese beiden Zonen gerade umgekehrt angeordnet sein (vgl. Profil).

Ich möchte indessen heute darauf aufmerksam machen, daß wir auch in der dem Rotspitz entsprechenden Mythengruppe ähnliche Verhältnisse finden. Hier ist uns das Aquivalent des Jänzimattberges auf Alp Holz gegeben durch einen großen Lias- und einen Rhätblock[1]) in der Facies des Buochserhorns („äußere Zone"). Diese kleinen Lias- und Rhätvorkommen konnten auf Profil 23 des „Führers" nicht speziell ausgeschieden werden; sie liegen etwa in der Einsattelung südlich vom Groß-Mythen, wo das genannte Profil Eocän (Flysch) verzeichnet. Über diese Reste der „äußeren (nördlichen) Zone" der Freiburgeralpen sind auch hier die Deckschuppen der Mythen, die der „innern (südlichen) Zone" entsprechen, nordwärts vorgebrandet.

Ich bemerke, daß diese Darstellung sich stützt auf die von A. TOBLER vorgeschlagene Parallelisierung: Mythengruppe = Innere Zone der Freiburgeralpen. Es darf indes nicht übersehen werden, daß bis jetzt der für die innere Zone der Freiburger Alpen so charakteristische „Mytilus-Dogger" in diesen Klippen am Vierwaldstättersee nicht einwandfrei, d. h. paläontologisch bestimmt, nachgewiesen werden konnte. Die brecciöse Ausbildung des Doggers einerseits am Rotspitz, andererseits am kleinen Mythen (Rämsiseite) dürfte vielleicht darauf hinweisen, daß die ursprüngliche Heimat dieser Klippen in einer Zone gesucht werden muß, die noch südlich der innern Zone der Freiburgeralpen, aber immerhin nördlich der eigentlichen Hornfluh-Breccienzone lag. So würden sich die faciellen Anklänge, welche die Mythen-Rotspitzgruppe einerseits zur „innern Zone" der Freiburgeralpen, andererseits zur Breccien-decke zeigt, am leichtesten erklären lassen."

B. Aarmassiv längs der Grimselroute.

Am *15. August* wurde die Reise vom Brienzerrothorn über die Grimsel ins Oberwallis ausgeführt.

Nachdem sich in den frühen Morgenstunden noch Gelegenheit geboten hatte, vom Brienzerrothorn aus die prachtvolle Fernsicht in ihrer geologischen Bedeutung zu erläutern, wurde

[1]) Den Liasblock kannte schon U. STUTZ, den Rhätblock entdeckte A. TOBLER, der in beiden Blöcken Reste einer tiefern Decke vermutete. (Vgl. C. SCHMIDT. Livret guide 1894. Exc. VIII. Pl. VIII. Fig. 2).

mit der Zahnradbahn die Talfahrt nach Brienz und die Weiterreise nach Meiringen angetreten. Es bot sich Gelegenheit, die Aareschlucht zu durchwandern.

Herr Dr. E. HUGI erwartete uns in Innertkirchen. Über den Verlauf der Exkursion bis zur Äußern Urweid gibt Herr HUGI folgende Darstellung:

„Die Zeit war zu kurz bemessen, um alle die geologisch äußerst abwechslungsreichen Aufschlüsse im nächsten Umkreise von Innertkirchen zu besuchen. In gleicher Weise wie bei Erstfeld im Reußtal werden auch hier die kristallinen Gesteine des „Aarmassivs" vom mesozoischen Deckgebirge überlagert. Das bekannte Profil der „Zwischenbildungen" (Röthidolomit-Lias-Dogger- Unt. Malm) in der nahen Kaistenlamm und die im „Gneis" eingeschlossenen silikatreichen Kalkschollen, die neben der malerischen Kirche des Ortes zutage treten, konnten nur auf rascher Durchfahrt erwähnt werden. In Eile ließ man Pfaffenkopf und Laubstock hinter sich zurück, und nur kurze Zeit waren von der Grimselstraße aus die Steilwände des Gstellihornes den Exkursionsteilnehmern durch den Einschnitt des Urbachtales sichtbar. An jenen beiden Felspfeilern, die am Eingang des Haslitales stehen, wie auch am Gstellihorn konnten, wenn auch nur im großen Gesamtüberblick, die tiefgehenden Verschränkungen zwischen Kalk und „Gneis" aufs schönste übersehen werden.

An der Äußern-Urweid traten diametral sich gegenüberstehende Ansichten in lebhaftester Diskussion dicht aneinander. Regionalmetamorphismus und Kontaktmetamorphismus stritten sich um ihre Herrschaft im Aarmassiv. Durch eben erschienene Publikationen[1]) war der Kampfplatz wohl vorbereitet. Die Frage, ob jene Scholleneinschlüsse in der nördlichen „Gneiszone" des Aarmassives ihren hochmetamorphen Charakter dynamisch-regionalmetamorphen Umwandlungen oder aber dem Einflusse umhüllenden granitischen Schmelzflusses verdanken, ist aufs neue zur Diskussion gestellt. C. SCHMIDT neigte sich aufs entschiedenste der ersten Ansicht zu. E. HUGI erkennt in den im „Gneis" eingeschlossenen Kalksilikatfelsen und silikatführenden Karbonatgesteinen der Äußern-Urweid Bildungen rein kontaktmetamorpher Natur. Es konnte aber doch eine Annäherung der sich widerstreitenden Meinungen

[1]) Vgl. Eclogae Geologicae Helvetiae IX, Nr 4, 1907 S. 511 und 513/514, C. SCHMIDT: „Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen", und ebendaselbst S. 441—464 E. HUGI: „Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassives".

stattfinden, da C. SCHMIDT das Vorhandensein kontaktmetamorpher Schollen prämesozoischen Alters im alten Granit zugibt. Nur da, wo aus geologischen Gründen das jurassische Alter der in „Gneis" eingeschlossenen metamorphen Sedimente angenommen werden muß, erscheint ihm die Metamorphose durch einen postjurassischen Granit ausgeschlossen. Diese Auffassung steht mit den bisherigen Untersuchungsresultaten HUGIs nicht im Widerspruch, denn es existiert in petrographischer Hinsicht ein prinzipieller Unterschied zwischen den nicht umkristallisierten, sicher jurassischen Kalkkeilen und den hochmetamorphen Scholleneinschlüssen des „Gneises". Letztere besitzen wahrscheinlich ein höheres Alter, ihre stratigraphische Zugehörigkeit ließ sich bis jetzt zwar nicht bestimmen, doch erscheint es E. HUGI durchaus unberechtigt, dieselben ohne weiteres als abgequetschte Teile der großen Kalkkeile anzusehen. Die bisherigen Untersuchungen HUGIs ergaben andererseits bis dahin keine Anhaltspunkte, welche es ermöglichten, die Hauptmasse der eruptiven nördlichen „Gneise" als postjurassisch anzunehmen.

Jene Schlieren und Schollen im „Gneise" stellen sich aber unzweifelhaft dar, einerseits als Kalksilikatfelse, die reich sind an farblosen Augiten, an Quarz, Cordierit, Pinit, Spinell, Granat, Prehnit, Magnetkies usw., und die eine ausgesprochene, ungestörte Pflasterstruktur besitzen. Andererseits aber bestehen die Schollen aus silikatführenden Kalken und Dolomiten, denen ebenfalls die Merkmale der Kataklase abgehen. Ihnen sind Sieb- und Pflasterstrukturen eigen, wie sie an zweifellosen Kontaktkalken typischer Vorkommnisse nicht ausgesprochener auftreten. Die häufigen Übergemengteile von Granat, Diopsid, Forsterit, Vesuvian und Graphit übernehmen in diesen kristallinen Kalken und Dolomiten eine wichtige Rolle. Vor allen Dingen aber wurde von HUGI mit Nachdruck betont, daß im Umkreise der Scholleneinschlüsse der Granit seine normale Beschaffenheit verliert, er wird zum Aplit oder Pegmatit. Diese letztere granitische Randfacies konnte an der Äußern-Urweid in ausgezeichnet großkristalliner Ausbildung geschlagen werden. Manche Stellen der schlierig ausgebildeten „Gneise" stellen uns die prachtvollsten pegmatitischen Injektionen der kontaktmetamorphen Schollen dar."[1])

[1]) In vollständiger Übereinstimmung mit meinen Darlegungen in den Eclogae geol. Helv. IX, Nr 4, S. 511 und 513/514 habe ich zu obiger Darstellung von Herrn E. HUGI folgendes zu bemerken: Über die im Gneis eingeschlossenen Lager von Marmor und Schollen von Kalksilikathornfelsen an der „Äußern Urweid" ist schon öfter diskutiert worden.

Die weitere Fahrt über die Grimsel bot Gelegenheit, die Entwicklung der granitischen Gesteine des Aarmassivs sowie die prachtvollen Rundhöcker beim Hospiz kennen zu lernen, entsprechend den kurzen Angaben im „Führer“ (S. 40). Auf der Fahrt nach Gletsch kurz vor einbrechender Nacht lagen vor uns in gewitterlicher Abendbeleuchtung der Rhonegletscher und die Schieferberge der Furkamulde.

C. Simplongebirge, Ivreazone und Südrand der Alpen am Lago maggiore.

Am *16. August* morgens war das Wetter in Ulrichen und Münster im Oberwallis trübe. Dennoch gelang es, am Morgen das Profil der Furkamulde bei Ulrichen zu studieren (Fig. 10 des Führers) und nachmittags die serizitischen kristallinen Schiefer und die Augengneise im Eginental zu durchqueren. Bei „Im Ladt“ lernten wir die mannigfaltig zusammengesetzte Triaszone kennen und am Ostabhang des Faulhorns

---

Bis zum Jahre 1894 kannte man aus den Darstellungen von A. Baltzer (Beitr. z. geol. K. d. Schw. Lief. XX, S. 30. Karte 1:50000, Lief. XXIV, 4, S. 133, Taf. III, Blatt XIII, 1:100000, und Livret guide 1894, S. 162) zwei benachbarte Lagen von Marmor im Gneis. Dieselben finden sich an der Grimselstraße aufgeschlossen südlich Boden (Bl. 397. 1:50000), sie streichen mit den Gneisen ONO und fallen steil nach Süden. Die Lager sind 2—4 m mächtig und lassen sich unterhalb der Straße gegen den Fluß weiter verfolgen. Von A. Baltzer sind diese Kalke auf Karte und Profilen als „Marmor“ bezeichnet und nach Analogie mit andern Vorkommnissen (Schaftelen, Schafberge, Bettlerhorn und Dossenhorn) sind dieselben als metamorphosierte Apophysen des Malmkalkes vom Laubstock-Pfaffenkopfkeil zu betrachten. Im Bericht über die Exkursion IX des internationalen Geologenkongresses im Jahre 1894 werden zuerst, ebenfalls bei der Äußern Urweid, aber ca. 200 m nördlich der genannten Marmorlager, eckige Schollen eines grauen, streifigen, granatführenden Kalkgesteines in einer granitischen Varietät des Innertkircher Gneises erwähnt. A. Sauer beschrieb späterhin (Sitzungsber. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss., 3. Juli 1900, S. 740) dieses Vorkommen. Herr E. Hugi scheint die beiden Typen von kalkigen Einschlüssen im Gneis bzw. Granit zu identifizieren, während ich die Schollen einerseits und Lager andrerseits sowohl nach geologischem Auftreten als auch nach Gesteinsbeschaffenheit scharf auseinanderhalten möchte. Die Schollen sind Einschlüsse im Grundgebirge, sie sind prämesozoisch und können sehr wohl als kontaktmetamorph veränderte Kalkschollen in altem Granit aufgefaßt werden. Die Lager sind mechanisch in das prämesozoische Grundgebirge eingeklemmte Apophysen von Malmkalkkeilen und ihre Umwandlung in granat-, diopsid- und vesuvianführenden Marmor könnte nur dann als kontaktmetamorph bezeichnet werden, wenn der umschließende Gneis als postjurassischer Granit sich erweisen würde. C. Schmidt.

die fossilführenden, hochkristallinen Bündnerschiefer (Fig. 43 des „Führers“).

Der Morgen des *17. August* versprach wieder besseres Wetter; programmgemäß konnte die Exkursion weitergeführt werden das Gomsertal hinunter nach Fiesch und von da nach Binn. — Zwischen Fiesch und Binn durchquerte man zunächst bei Binneggen und Außerbinn das Gotthardmassiv nahe seinem westlichen Ende. Es besteht aus steilstehenden serizitischen Schiefern und Augengneisen, denselben Elementen, die man Tags zuvor im Eginental in breiterer Zone durchwandert hatte. Bei Außerbinn traf man Bildungen der Trias (Gips und Rauchwacke), die das Gotthardmassiv hier von der gewaltigen, ca 3000 m mächtigen Bündnerschiefermasse der Bedretto-Binnermulde trennt. In den tiefsten Horizonten der Bündnerschiefer sammelte man bei Außerbinn fragliche Crinoidenreste, die aus Lias stammen dürften.

Am Morgen des *18. August* wurde der Südflügel der Bündnerschiefermulde von Binn studiert. Diese zeichnet sich hier aus durch Einlagerungen von Grünschiefern („Führer“ Fig. 41 u. 45): amphibolitischen Umwandlungsprodukten von diabasartigen Gesteinen und wahrscheinlich auch von Tuffen. Bei Tschampigenkeller wurden in einer Linse massiger Gesteine dieser Art feinschichtige Gesteine geschlagen, die nach dem Urteil von Prof. A. SAUER deutlichen Tuffcharakter zeigen.

Das Hauptinteresse konzentrierte sich jedoch auf die Triasbildungen, die hier die Bedretto-Binnermulde von dem südlichen Ofenhorngneis trennen. Die Trias besteht hier aus blendend weißem, zuckerkörnigem Dolomit, der weithin bis auf die höchsten Gipfel als Grenzschicht zwischen den mesozoischen Bündnerschiefern und den Gneisen sichtbar ist. Diese Schicht enthält am Lengenbach die weltberühmten Binnentaler Mineralien. Die Gesellschaft hatte das Vergnügen, in den jetzt technisch ausgebeuteten Mineralgruben von dem besten Kenner der seltenen Binner Mineralien Herrn Professor R. H. SOLLY geführt zu werden. Der Genannte legte interessante historische Untersuchungen über die Fundstelle vor sowie ein vollständiges Verzeichnis der zahlreichen Mineralspezies, die in dieser einzigen Grube vorkommen.

Am Nachmittag begab sich die Karawane zum Ochsenfeld 2200 m ü. M., wo auf Stroh übernachtet wurde. Das Nachtquartier befindet sich auf mesozoischen Schiefern, die hier rings von Triasbildungen und Ofenhorngneis umgeben und überdeckt sind. Sie bilden ein Fenster unter der überschobenen Decke der Ofenhorngneisantiklinale. In der

Abendbeleuchtung konnte man aufs schönste am Absturz des Ofenhorns die mannigfachen Faltungen und Stauchungen der weißen Triasdolomite studieren, die die mächtige Gebirgsbewegung hier hervorgebracht hat.

In der Frühe des *19. August* wurde der Albrunpaß (2410 m) und die Schweizergrenze überschritten. Die Paßhöhe besteht aus horizontal liegendem Ofenhorngneis. Nördlich und südlich vom Paß treten darunter die jüngeren Bildungen: Trias und Bündnerschiefer, zutage. Die Trias südlich der Paßhöhe besteht wiederum aus zuckerkörnigem Dolomit, der wie am Lengenbach Sulfide führt. Hier ist es wesentlich silberhaltiger Bleiglanz, der auf Alpe Forno superiore abgebaut wurde. Nach Überschreitung der Trias gelangte man ins Gebiet der flach nordwärts einfallenden Deveroschiefer. Die Wurzeln dieser Schiefer liegen nordwärts in der Tiefe, wo sie sich unter der Masse des Ofenhorngneis hindurch mit den Schiefern der Binnermulde vereinigen.

Die flache Auflagerung des Ofenhorngneis auf den Schiefern ist besonders schön an der Scatta Minojo (2507 m) zu sehen, die gegen Mittag überschritten wurde. (Vgl. „Führer" Fig. 48.) Beim Aufstieg zum Paß öffnete sich gegen SW eine prachtvolle, klare Aussicht über das Gebiet der Deveroschiefer und die sie nordwärts überlagernden schroff abstürzenden Ofenhorngneise mit den dunkelrot anwitternden Felsklötzen der Serpentinmasse am Geispfad („Führer" Fig. 46). Fernerhin auf die Ostwand des M. Cistella. auf der sich im Profil scharf die dunkeln Schiefer der Teggiolomulde abzeichneten, die in gewaltigem Bogen die nordwärts gerichtete Stirne der Antigoriogneisantiklinale umfassen. Im fernen Westen begrenzte der Mte Rosa den Horizont.

Nach nochmaliger Überschreitung der Deveroschiefer am Lebendunsee gelangte man in eine tiefere deckenförmige Gneisantiklinale, den Lebendungneis, dessen antiklinale Umbiegung am Neufelgiuhorn sehr schön zu beobachten war. Unter dem Lebendungneis treten beim Lebendunfall von neuem etwas quarzreiche Kalkschiefer (Bündnerschiefer) zutage. Es sind die Schiefer der Teggiolomulde. In ähnlicher Weise wie an der Cistella umfaßt auch hier die Teggiolomulde die nordwärts gerichtete Antigoriogneisantiklinale. Zwischen den Schiefern und dem Antigoriogneis finden sich stellenweise marmorartige Triasgesteine, in denen bei Wald im Formazzatal bläuliche Dipyrkristalle gesammelt wurden. Der Tosa folgend, gelangte man von hier durchs Antigoriogneisgebiet zum Nachtquartier in Foppiano (Unterwald).

Am *20. August* fuhren wir per Wagen das Antigoriotal hinunter. Die Tosa durchschneidet hier den granitartigen ca 2000 m mächtigen Antigoriogneis. Bei Pie di Lago traf man im Liegenden desselben auf Marmore, Kalkschiefer und Glimmerschiefer mit nußgroßen Granaten. Diese Gesteine (Bacenoschiefer) bilden eine flache Kuppel unter dem Antigoriogneis (Fenster von Baceno). Ihr Auftreten beweist, daß der Antigoriogneis hier nicht in der Tiefe wurzelt, sondern eine Decke bildet. Die Zugehörigkeit der Bacenoschiefer zu den mesozoischen Bildungen ist erwiesen durch den direkten Zusammenhang mit den Gesteinen der Teggiolomulde, der sich am Ostfüße des M. Cistella nachweisen läßt.

An der Straße unterhalb Baceno tritt unter den Bacenoschiefern ein vierter, unterster Gneis des ganzen durchwanderten Deckensystems zutage: der Granitgneis von Verampio („Führer" Fig. 47). Talabwärts durchfuhr man wieder auf weite Strecken Antigoriogneis, der hier aus seiner flachen Lagerung allmählich in steileres Südfallen übergeht. Etwas oberhalb Crevola wurden im Hangenden des Antigoriogneis zwei schmale Lager von Triasmarmoren und hochkristallinen granatführenden Bündnerschiefern angeschlagen. Diese Schichten sind die dünn ausgewalzten Muldenenden der tags zuvor durchwanderten Bündnerschiefer und Triaszonen der pseudoantiklinal gestellten Veglia-Deveromulde und der Teggiolomulde. (Vgl. „Führer" Fig. 41 und Fig. 42, mittleres Profil.) Die zwischen den zwei Lagern auftretenden dünnbankigen Gneise sind Äquivalente des Lebendungneises und die das Ganze überlagernde Gneismasse von Crevola entspricht den Ofenhorngneisen. Somit hatten wir die Deckenserie des Simplongebietes zweimal in den aufsteigenden Flügeln einer gewaltigen Kuppel: des „Simplongewölbes", durchschritten.

Am Nachmittage gelangte man von Domo d' Ossola aus per Bahn durch ausgedehnte Gneisgebiete der Zonen Monte Rosa und Val Sesia in den „Amphibolitzug von Ivrea". Bei „Cuzzago" bot sich Gelegenheit, die dioritischen Gesteine desselben kennen lernen und in einem alten Stollen ihre Imprägnation durch Nickelerze. Bei „Candoglia" treten die Strongneise (GERLACH) an die Straße, und in denselben liegt der Marmorzug von Ornavasso. An der Straße ist derselbe in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen und wird an der Grenze gegen den Gneis von verquarzten Sandsteinen begleitet. Die tektonische Bedeutung des als „Trias" erklärten Marmors von Ornavasso zeigt Fig. 5 Taf. I des „Führers"; W. KILIAN nannte denselben „une racine cuite".

Auf der Fahrt von Mergozzo nach Pallanza lernten wir die kristallinen Schiefer des Seegebirges kennen und die in denselben aufsetzenden Gänge von Malchiten (vgl. H. PREISWERK, Malchite und Vintlite usw. Festschrift ROSENBUSCH 1906) und von weitem den Granit von Mt. Orfano. — Auf der Fahrt von Pallanza nach Baveno wurde auf die Differenz der geologischen Beschaffenheit des östlichen und des westlichen Ufers des Lago Maggiore aufmerksam gemacht. (Vgl. Taf. IV Fig. 3 des „Führers".)

In der Frühe des *21. August* fuhr die Gesellschaft per Bahn von Arona nach Meina und marschierte von hier zurück nach Arona. Den steilstehenden kristallinen Schiefern von Meina sind diskordant permische Quarzporphyrdecken mit Porphyriten und Porphyritkonglomeraten aufgelagert. Weiter südwärts bei Arona wurden die in großen Steinbrüchen aufgeschlossenen Gyroporellenkalke der unteren Trias studiert. Von der Höhe der Hügel nördlich Arona beim Standbild des Boromeo genoß man bei dem prachtvoll klaren Morgen einen schönen Blick auf das Südende des Lago Maggiore und die dasselbe bogenförmig umziehenden Moränenwälle. Von Arona fuhr man wieder ins Zentrum des Simplongebietes nach Iselle, der Endstation des großen Simplontunnels zurück. Von da aus besuchte man die im Antigoriogneis eingeschnittene Schlucht von Gondo. Quarzgänge im Antigoriogneis führen hier goldhaltige Pyrite, die früher abgebaut wurden. (Vgl. „Führer" Fig. 54.)

Auf der Simplonstraße zwischen der Gondoschlucht und Gabi durchquerte man nochmals das Deckensystem des Simplon. Dasselbe fällt hier nach SW ein und schließt das kuppelförmige Simplongewölbe nach dieser Seite. Abends kehrte man nach Varzo zurück. Varzo steht auf Kalkschiefern („Führer" Fig. 41: Varzofenster), die tektonisch den Schiefern von Baceno (Bacenofenster) entsprechen.

Der *22. August* war der Besteigung des Pzo Teggiolo (2386 m) gewidmet.

Beim Aufstieg durch das Cairascatal wurden namentlich die Triasbildungen studiert, die unter dem Antigoriogneis in flacher Lagerung zutage treten und das Hangende der Kalkschiefer von Varzo bilden. So namentlich die Rauchwacke bei Rosso, gegenüber dem obern Eingang des Kehrtunnels von Varzo, sowie der Gips von S. Bernardo weiter oben im Cairascatal. Bei Lavin traf man von neuem auf dieselben Triasschichten, die hier steil aufgerichtet die Antigoriogneisantiklinale umfassen. Ganz besondere Aufmerksamkeit wurde

der wichtigen Erscheinung geschenkt, daß die Triasmarmore an ihrer Basis unmittelbar über dem Kontakt mit Antigoriogneis zahlreiche größere und kleinere gerundete konglomeratartige Stücke von Antigoriogneis enthalten. Sie sind eingebettet in quarzreichen Marmor, aus dem sie, angewittert, deutlich sichtbar hervortreten. In gleicher geologischer Situation finden sich solche Konglomerate noch an mehreren Punkten des Simplongebietes. Sie liefern mit einen Beweis für das vortriadische Alter des Antigoriogneis.

Phot. E. Hoek. 22. VIII. 1907.

Fig. 2.
Block von Teggiolomarmor mit Gneis-Rollstücken. Alp. Lavin.

Die Gesellschaft kletterte hierauf am bewaldeten steilen Felsabhang der Trias-Gneisgrenze entlang empor. Nach oben wird die Böschung mit der Schichtstellung flacher, gemäß der antiklinalen Umbiegung, so daß man schließlich auf ganz flach nordfallender Triasmarmorplatte den Gipfel erreicht. Die Aussicht lohnte die Mühen des Aufstieges. Eine zu dieser Jahreszeit und Tageszeit (Nachmittag 2 Uhr) höchst seltene wolkenlose Klarheit gestattete, die Tektonik der Simplonberge auf weite Entfernung hin zu überblicken. („Führer" Taf. V.) Der Abstieg erfolgte südwärts über die Triasmarmorwand und dann den 1800 m mächtigen Antigoriogneis hinunter nach Varzo.

In der Nacht vom 22. auf den 23. August wurde der Simplontunnel resp. einige Aufschlüsse im noch nicht ausgemauerten Parallelstollen der Südseite besichtigt. (Vgl. „Führer" S. 54.)

Am *23. August* fuhr man von Brig aus zur Simplonpaßhöhe. Zunächst wurden am Briger Berg schwarze Dachschiefer, „Clintonitphyllite", die zu den Bündnerschiefern gehören, geschlagen. Hierauf durchquerte man die ganze Schieferzone der Bedrettomulde und traf im Gantertal bei Eisten ihren Südrand, der an rauchwackeführende Trias anstößt. In diesen nur wenig mächtigen Triasbildungen fand sich ein ca. 1 m großer Gneisblock eingeschlossen. Offenbar ist dieses Vorkommnis in Parallele zu setzen mit den Konglomeratbildungen im Teggiolomarmor.

Hierauf durchquerte man den porphyrartigen Eistengneis, dann die Eistenmulde, den Gantergneis (der zum Ofenhorngneis gehört) und die Gantermulde, alle in steil aufgerichteter Lagerung. (Vgl. „Führer" Fig. 42, Profil 3.) Auf der Strecke von Berisal bis zum Hospiz durchfuhr man die gewaltige Masse des Berisalgneis, der wesentlich aus Granatglimmerschiefern und Amphiboliten besteht. Er bildet die oberste der Decken im Simplongebiet und liegt auf der Ofenhorngneisdecke, von ihr durch die Kalkschiefer der Gantermulde getrennt. Diese drei obersten Elemente des Deckensystems haben im Mte Leonemassiv eine intensive Faltung — also eine nochmalige Faltung der ausgewalzten, flach liegenden Falten (Decken) — erlitten, derart, daß auf der Spitze des Mte Leone die tiefere Ofenhorngneisdecke als überschobene Antiklinale „zweiten Grades" über den Berisalgneisen liegt.

Der Standpunkt auf der Paßhöhe beim Hôtel Bellevue gewährte bei ausgezeichneter Abendbeleuchtung einen guten Einblick in den geologischen Bau des Mte Leonemassivs. (Vgl. „Führer" Taf. VI.)

Durch Kombination des Anblickes vom Simplonpaß aus mit der Aussicht vom Pzo Teggiolo auf die Ostwand des Mte Leone am Tage vorher war es den Geübteren möglich, sich eine klare, körperliche Vorstellung zu machen vom Aufbau der Mte Leonemasse, in der die Tektonik des Simplongebietes ihre maximale Komplikation erreicht.

II. Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen.

Von Herrn A. Buxtorf.

Hierzu Tafel XII u. XIII u. eine Textfigur.

Vor und während der Exkursionen bot sich mir mehrfach Gelegenheit, die geologischen Verhältnisse der helvetischen Kalkalpen, speziell des Exkursionsgebietes, zu besprechen. Im folgenden möchte ich versuchen, das bei diesen Gelegenheiten Gesagte zusammenfassend darzustellen und an Hand von zwei Profiltafeln und einer geotektonischen Kartenskizze den Exkursionsteilnehmern nochmals das besuchte Gebiet und auch die Deutung, die wir für diesen Gebirgsbau glauben annehmen zu müssen, vor Augen zu führen.

Wenn ich in einigen Punkten heute eine etwas andere Auffassung vertrete als zur Zeit der Exkursionen, so bedarf dies kaum einer Entschuldigung. Es handelt sich dabei, wie später auszuführen sein wird, lediglich um ein Zurückkommen auf Fragen, die schon während der Exkursion gelegentlich aufgeworfen worden sind, und für die ich heute eine, wie mir scheint, befriedigende Lösung in Vorschlag bringen möchte. Die Annahme großer Überschiebungsdecken bildet nach wie vor den Ausgangspunkt und die Basis unserer Auffassung.

Die beiden ersten Exkursionstage bewegten sich im Gebiete des Vierwaldstättersees, und zwar vornehmlich im Gebiet des Reußquertals zwischen Erstfeld und Brunnen. Die so überaus interessanten Verhältnisse, welche durch den tiefen Einschnitt der Reuß zwischen Windgälle und Rigi offen gelegt werden, haben von jeher die Geologen auf dieses Gebiet aufmerksam gemacht und eine reiche Literatur hervorgerufen. Wie kein zweites eignet sich daher gerade das **Rigi-Windgällenprofil** dazu, die Entwicklung der neuen tektonischen Auffassung der nordschweizerischen Alpen zu zeigen. Auf der diesen Ausführungen beigegebenen Tafel XII habe ich die verschiedenen Auffassungen, die von 1891 bis 1907 in Vorschlag gebracht worden sind, in historischer Reihenfolge zusammengestellt.

Das erste, den Zusammenhang der Gebirgsglieder interpretierende Profil — ich sehe von den Darstellungen von Scheuchzer, Lusser, Moesch und Stutz, die in ihrer Art manch richtige Beobachtung enthalten, ganz ab — verdanken

wir ALBERT HEIM. Es ist gegeben worden in der „Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein", (Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz, Lief. XXV, Tafel I, Bern 1891). Figur 1 meiner Tafel gibt zunächst eine Reproduktion des ALBERT HEIMschen Profils vom Jahre 1891, die aber in folgenden Punkten gegenüber dem Original ergänzt ist: Die Originaldarstellung greift nicht unter Meeresniveau hinab. Die Ergänzung unter Meeresniveau ist der späteren Bearbeitung entnommen, die ein Schüler ALB. HEIMs, P. ARBENZ[1]), gegeben hat. Ebenso kommt — im Gegensatz zu ALB. HEIMs Original — bei P. ARBENZ die sog. „synklinale Stellung" der Molasse am Alpennordrand deutlich zur Darstellung, eine Auffassung, die namentlich von ALB. HEIM vertreten und auf seine Anregung hin durch seinen Schüler CARL BURCKHARDT[2]) zu einer eigentlichen theoretischen Erklärung des Alpenrandes ausgebaut worden ist.

Im Rigi-Windgällenprofil haben wir nun von Süden nach Norden folgende tektonische Einheiten zu unterscheiden:

1. Die Falten der Großen Windgälle und ihrer Umgebung.
2. Das Flyschgebiet des Schächentals.
3. Die Axenkette mit der zum Gewölbe verdrehten Mulde des Axenmättli.
4. Die Tertiärzone zwischen Axenkette und Frohnalp = Tertiärzone von Sisikon.
5. Die Frohnalpstockkette mit dem Morschacher Gewölbe.
6. Die Tertiärzone zwischen Morschacher Gewölbe und Rigihochfluhkette = Tertiärzone von Brunnen-Schwyz.
7. Die Rigihochfluhkette.
8. Die Flyschzone am nördlichen Alpenrand.
9. Die Molassenagelfluh des Rigigebietes.

Der damaligen Auffassung entsprechend, wurzeln Axenkette, Frohnalpstock und Rigihochfluhkette in der Tiefe und stellen nichts anderes als sehr kompliziert gebaute Falten oder Gewölbe dar, d. h. Fältelungen der Kreide über tief und

[1]) Vergl. P. ARBENZ: Geol. Beschr. d. Frohnalpstockgebietes. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. Folge XVIII, S. 70. Bern 1905.

[2]) C. BURCKHARDT: Die Kontaktzone v. Kreide u. Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge II, S. 113—115 u. Taf. VIII, Fig. 1—4.

konform liegendem Malm. Im besonderen hätten wir in der Axenkette den Nordflügel der Glarner Doppelfalte zu erblicken, wir müßten für diesen pilzförmigen Bau annehmen; der Jurakern der Kette wäre abgerissen von seiner Wurzel in der Tiefe.

Die zwischen den Ketten liegenden Tertiärzonen würden normalen, von oben eintauchenden Mulden entsprechen; das eigenartige Axenmättli-Tertiär wäre als verdrehte Muldenspitze der Sisikonermulde aufzufassen.

Figur 2 gibt die Darstellung von M. LUGEON vom Jahre 1901 wieder, die in einigen, für die Auffassung des Ganzen nebensächlichen Details später (1905) von P. ARBENZ ergänzt worden ist[1]).

Es ist hier nicht der Ort, die Gründe anzugeben, welche M. LUGEON bestimmt haben, alle Alpenketten zwischen Schächentaler Flysch und Molasse-Nagelfluh als Teile von Überschiebungsdecken aufzufassen. P. ARBENZ hat in seiner oben genannten Arbeit über das Frohnalpstockgebiet (S. 67 bis 71) eine sachlich und historisch durchaus richtige Darstellung dieser Fragen gegeben. Wer dieser Zusammenstellung folgt und auch sonst die bezügliche Literatur kennt, weiß, daß die Auffassung LUGEONS den weitern Ausbau und die konsequente Durchführung eines Gedankens bedeutet, der erstmals von MARCEL BERTRAND ausgesprochen und späterhin für die westlichen Schweizeralpen von SCHARDT, BERTRAND und GOLLIEZ, in den östlichen in gewissem Sinne durch ROTHPLETZ vertreten worden ist. Das unbestreitbare Verdienst LUGEONS bleibt es aber, für das Gebiet der helvetischen Alpen endgültig der Deckentheorie zum Siege verholfen und die Wiederholung eines ähnlichen Gebirgsbaues im Gneis-Bündnerschiefergebiet des alpinen Zentralstammes, vorab des Simplons, gezeigt zu haben. Erst LUGEONS Darstellung hat die Anerkennung ALB. HEIMS gefunden und damit eigentlich die Glarner Doppelfalte überwunden.

Was zeigt uns nun Figur 2:

Zunächst erkennt jeder, daß die Darstellung LUGEONS hinsichtlich des oberflächlich Beobachtbaren ganz auf den Angaben ALB. HEIMS ruht. Neu ist aber die theoretische Deutung: Die Axenkette bildet mit der Rigihochfluhkette zusammen eine „untere" Überschiebungsdecke, deren ältester Kern eben durch

[1]) Man vergl. M. LUGEON: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. de France, 4 série, I, pl. XVI. 1901.

den Malmklotz der Axenkette gegeben ist. Auf dem zur unteren Decke gehörenden Flysch ruht wie in einer Schüssel eine „höhere“ Überschiebungsdecke, die Morschach-Frohnalpdecke.

Wenn LUGEON die Rigihochfluh nicht mehr — wie dies bis dahin immer geschehen war — in direkte Verbindung brachte mit dem Morschachergewölbe, so stützte er sich dabei auf Beobachtungen im Querprofil des Linthtals, hinsichtlich welcher ich auf LUGEONs Arbeit verweisen muß. Zum Verhalten der Molasse am Alpenrand hat LUGEON in seinem Profil nicht Stellung genommen.

Eine Modifikation der Auffassung LUGEONs stellt das Profil Figur 3 dar, das von ARNOLD HEIM im März 1905 in der Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft gegeben worden ist[1]). Ein Vergleich der Profile 2 und 3 zeigt, daß ARNOLD HEIM prinzipiell der Auffassung LUGEONs vollständig beistimmt, nur nimmt er an, daß beim Heranschub der höheren Frohnalpdecke die Rigihochfluhkette mit nordwärts gepreßt und dabei von ihrer Wurzel, dem unteren Lappen der Axendecke, abgerissen worden sei. Damit überträgt ARNOLD HEIM einen Gedanken, den H. SCHARDT erstmals für die exotischen Decken der Freiburgeralpen ausgesprochen hat, auch auf das Gebiet der helvetischen Decken. Für die Molasse des Alpenrandes hat ARNOLD HEIM synklinale Stellung angedeutet.

Zu den Darstellungen von LUGEON und ARNOLD HEIM haben A. TOBLER und ich anläßlich der Exkursionen der Schweiz. geol. Ges. im Sept. 1905 Stellung genommen[2]). Ebenfalls auf dem Boden der Deckentheorie stehend, betonten wir, daß sowohl stratigraphische als tektonische Gründe gegen eine unterirdische Verbindung der Axenkette mit der Rigihochfluhkette sprechen, daß vielmehr die Axenkette als ein für sich geschlossenes Ganzes zu betrachten sei, währenddem die Rigihochfluhkette aus stratigraphischen Gründen nur mit der Frohnalpdecke in Beziehung gebracht werden dürfe.

Ein Profil haben wir unseren ausführlichen Erläuterungen nicht beigegeben. Die erste veröffentlichte Darstellung, die unserer Auffassung Rechnung trägt, ist im oberen Profil der Fig. 23 sowie in Fig. 28 des „Führers“ gegeben; und das

---

[1]) ARNOLD HEIM: Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. Nr. 3 S. *89*.

[2]) Vgl. Ecl. geol. Helv. IX, S. 34—43.

erstere Profil ist, in nebensächlichen Punkten etwas modifiziert, als Fig. 4 auf Tafel XII übernommen worden.

Es mag hier erwähnt werden, daß die von A. TOBLER und mir vertretene Auffassung seither insoweit allseitige Zustimmung gefunden hat, als die Axenkette jetzt allgemein als für sich geschlossen betrachtet und die Rigihochfluhkette in jedem Falle zur Gruppe der „höheren" Decken gezählt wird.

Unsicherheit herrscht heute nur noch über die Art und Weise, wie wir uns in der Tiefe den Zusammenhang der Rigihochfluhkette mit der Morschach-Frohnalpdecke vorzustellen haben; dies prägt sich auch in den Figuren des „Führers" aus, wo für die geologisch gleiche Stelle verschiedene Variationen zur Darstellung gelangt sind (man vergl. z. B. die Figuren 23, 28 u. 32 u. Fig. 4 der Tafel I des „Führers"). In Fig. 4 der beigegebenen Tafel XII habe ich diejenige Auffassung dargestellt, die mir heute als plausibelste erscheint, und welche trotz ihrer Zugehörigkeit zu den „höheren" Decken eine gewisse Selbständigkeit der Randkette zum Ausdruck bringt.

Was endlich die Tektonik der Molasse-Nagelfluh am Alpenrande betrifft, so standen A. TOBLER und ich anno 1905 und auch jetzt noch ganz auf dem Boden der alten KAUFMANNschen Darstellung, wonach von einer synklinalen Stellung der Molasse am Alpenrand keine Rede sein kann. Wie unsere „Geologischen Profile durch das Klippengebiet am Vierwaldstättersee" vom Jahre 1905 (Ecl. geol. Helv. IX, Taf. I) zeigen, stößt die nördliche Flyschzone in mechanischer Diskordanz ab an den Nagelfluhbänken des Südschenkels der südlichsten Molasseantiklinale. In der spezielleren heutigen Darstellung der Molasse auf Fig. 4 der Tafel XII habe ich außerdem den Ergebnissen der Arbeiten ARNOLD HEIMS im Speer-Mattstockgebiet sowie meinen eigenen seitherigen Befunden am Rigi, die unten nochmals berührt werden sollen, Rechnung getragen.

Nachdem an Hand der historischen Darstellung des Rigi-Windgällenprofils die Umgestaltung unserer Anschauungen über den nordalpinen Gebirgsbau skizziert worden ist, ergibt sich von selbst, daß diese von größter Tragweite sein mußte für unsere **tektonische Auffassung des Alpennordrandes.** Und zwar haben wir hier auf zwei sich in manchen Punkten berührende Fragen einzutreten: einerseits ist der Gebirgsbau der äußeren Kreideketten näher zu untersuchen, andererseits sind die tektonischen Beziehungen dieser Kreideketten zur nördlich vorgelagerten Molasse-Nagelfluh zu prüfen.

Was die **Tektonik der äußersten Kreideketten** betrifft, so ist es auch hier vor allem das Verdienst von M. LUGEON, uns den richtigen Weg gezeigt zu haben:

Schon in seiner Arbeit „Les grandes nappes de recouvrement usw." (S. 790 u. Fig. 9) betont LUGEON (1901) die Möglichkeit, daß die Wagetenkette, welche westlich der Linth den Alpenrand bildet, als ein von seiner Wurzel abgequetschter Stirnkopf einer Überschiebungsdecke aufgefaßt werden könne. Daß in der Tat ein großer Teil der Alpenrandketten auch des helvetischen Gebietes nur als solche nach der Tiefe zu abgequetschte und von ihrer Wurzel abgerissene Stirnköpfe aufgefaßt werden können und müssen, dafür hat ARNOLD HEIM zunächst im westlichen Säntis und dann im Mattstockgebiet die Beweise erbracht und gleichzeitig auch für die anderen Kreideketten des Alpenrandes ähnliches Verhalten nach der Tiefe zu vorausgesetzt (vergl. Tafel XII, Fig. 3).

Aber noch ein weiteres Moment hat M. LUGEON zur Erklärung der Tektonik der helvetischen Randketten herbeigezogen:

In einer Arbeit über „Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes"[1]) kommt LUGEON anläßlich eines Vergleiches des karpathischen Klippenphänomens mit dem Alpennordrand eingehend auf die helvetischen Randketten zurück. Ich greife aus seiner Darstellung (S. 44 bis 45 der genannten Arbeit) nur folgende, mir besonders wichtig erscheinende Stellen heraus:

„Les nappes qui ont formé la chaîne du Sentis au Pilate, celle qui ont donné lieu à la chaîne des klippes ont dû, à cause de la forme arquée de la chaîne, prendre un développement longitudinal de plus en plus exagéré en marchant vers le nord.

Elles ont dû se disjoindre en tronçons d'autant plus nombreux que la courbure était plus grande." (S. 45.) Und auf Seite 44:

„. . La chaîne frontale suisse des alpes à faciès helvétique est également tronçonnée." Und etwas weiter oben auf derselben Seite:

„Ainsi l'on voit que le pli frontal des grandes nappes à faciès helvétique de la Suisse a failli se résoudre en Klippes."

[1]) Bulletin des Laborat. de géologie etc. de l'université de Lausanne, Lausanne 1903.

In diesen wenigen Sätzen, um nicht die ganze Darstellung zu wiederholen, wird von M. LUGEON für die Deutung des Gebirgsbaues der helvetischen Randketten der Alpen zum erstenmal ein neues Moment herbeigezogen: die Längsstreckung und die Längszerreißung. Sie sind nur eine notwendige Folge des Deckenbaues: Die nördlichsten Decken, im besonderen die jeweilige Randkette, werden von den nachdrängenden südlicheren und höheren Decken an den Alpenbogen hinausgepreßt, erleiden dabei naturgemäß Längsstreckung und zerreißen schließlich in einzelne Glieder (tronçons). Der Stirnrand der helvetischen Decken ist, um LUGEONS Ausdruck zu gebrauchen, nahe daran, sich aufzulösen in Klippen helvetischer Facies; und der Guggeienberg wird von LUGEON direkt als eine solche helvetische Klippe bezeichnet.

Wie sehr diese Darstellung LUGEONS vom Jahre 1903, die sich in vielen Punkten stützt auf die Resultate der früher genannten Untersuchungen CARL BURCKHARDTS, das Richtige trifft, haben die Arbeiten von ARNOLD HEIM im westlichen Säntis- und Mattstockgebiet, die E. BLUMERS zwischen Linth und Aubrigen und meine eigenen Untersuchungen am Vierwaldstättersee gelehrt. Außer der Längsstreckung ist von ARNOLD HEIM — wie oben schon erwähnt — namentlich auch auf die „Abquetschung nach der Tiefe zu" hingewiesen worden, die am klarsten im Gebiet zwischen Toggenburg und Linth erkannt werden kann[1]).

Die Art und Weise der Längsstreckung der Randkette aber äußert sich in den verschiedenen Stücken des Alpenrandes nicht überall in gleicher Weise und in gleichem Maße: Während wir am Alpenrand zwischen Toggenburg und den Aubrigen wohl die intensivste Streckung, wobei ganze Ketten fadenförmig ausgezogen werden, beobachten, zeigten mir meine Aufnahmen am Vierwaldstättersee, daß hier derselbe Effekt, die Verlängerung des Bogens, durch schief zur Kette verlaufende Querbrüche, längs welchen der eine Teil der Kette weit vorbrandet, erreicht wird. Ein Übergang vom einen Streckungstypus zum anderen tritt aber dann ein, wenn der Winkel

---

[1]) Man vgl. hierüber besonders:
ARNOLD HEIM: Der westliche Teil des Säntisgebirges. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XVI, 2. Teil.
ARNOLD HEIM: Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich **51**, 1906.
ERNST BLUMER: Zur Kenntnis des helvetischen Alpennordrandes. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich **51**, 1906.

zwischen der Richtung des Querbruches und der Streichrichtung der Kette ein sehr spitzer wird, wie dies z. B. zwischen den beiden Nasen im Vierwaldstättersee der Fall ist. (Vgl. S. 28 des „Führers".)

Intensivste Streckungserscheinungen kennzeichnen naturgemäß auch die ganze Flyschzone am Alpenrand, welche vor der Randkette her an und auf die Molasse-Nagelfluh gepreßt worden ist.

Endlich ist noch einzutreten auf die während der Exkursion vielfach diskutierte Frage nach den tektonischen **Beziehungen zwischen den nördlichen Kreideketten der Alpen und der vorgelagerten Molasse-Nagelfluh.**

Die Erkenntnis, daß der Alpennordrand mit zu den Gebieten gewaltigster tektonischer Störungen gezählt werden müsse, ist so alt als die Alpengeologie überhaupt. Von besonderem Interesse sind für uns die Angaben C. BRUNNERS, der schon im Jahre 1851 betonte, daß im Gebiete der Zentralschweiz der Nordrand der Alpenkette gegen die Tertiär-Gebilde durch eine „großartige Überschiebung" gebildet werde. „Die Überlagerung der Molasse durch die älteren Formationen ist so konstant, daß es nur der bestimmten Sprache der Paläontologie gelang, die Ansicht einer natürlichen Folge der Gesteine zu widerlegen!"[1])

Es ist klar, daß die Annahme synklinaler Stellung der Molasse am Alpenrand nur so lange Berechtigung besaß und in Diskussion bleiben konnte, als man in der alpinen Randkette nur ein nach Norden überliegendes Gewölbe erblickte (vgl. Tafel XII, Fig. 1). Nachdem aber einmal die Randkette allgemein als Stirn einer weit von Süden her kommenden Überschiebungsdecke erkannt worden war, konnten naturgemäß auch die anormalen Kontakte zwischen Kreidekette und nördlicher Flyschzone einerseits und zwischen dieser Flyschzone und der Molasse andererseits nur als Überschiebungen gedeutet werden. Die Annahme synklinaler Stellung der Molasseschichten verlor ihre Berechtigung, und heute sind auch die Züricher Geologen, die bis vor kurzem in ihren Profilen immer noch die Molasse-Synklinale am Alpenrand zur Darstellung brachten, zur alten Auffassung KAUFMANNS zurückgekehrt, wonach der Molassesüdrand im allgemeinen repräsentiert ist durch den Südschenkel der südlichsten Molasse-Antiklinale,

---

[1]) C. BRUNNER: Über die Hebungsverhältnisse der Schweizer-Alpen. Diese Zeitschr. III, 1851, S. 557.

und daher auch die mit dem Flysch in Berührung tretenden Molassebänke als jeweils jüngste zu deuten sind.

Dieser KAUFMANNschen Auffassung der Molasselagerung am Alpenrand hat nun ARNOLD HEIM vor etwas mehr als Jahresfrist ein neues Moment beigefügt durch seine Theorie der Brandung der Alpen am erodierten Nagelfluhgebirge[1]), die in gewissem Sinne den Ausbau eines von E. BLUMER erstmals für den östlichen Säntis ausgesprochenen Gedankens bildet[2]).

Ich brauche hier nicht auf die Gründe und Erwägungen einzutreten, welche ARNOLD HEIM zur Aufstellung seiner Theorie geführt haben, sondern verweise auf die Publikation selbst und die derselben beigegebenen instruktiven Tafeln. Eine andere Erklärung als die von ARNOLD HEIM für den Alpenrand zwischen Thur und Walensee gegebene, scheint mir in der Tat nicht wohl möglich zu sein; vielmehr gehe ich darin einig, daß gerade das Speer-Mattstockgebiet, trotz aller Komplikation im Bau der einzelnen Kreideberge, über das gegenseitige Verhalten von Molasse, Flysch und Kreidekette Aufschlüsse erteilt, die uns der ganze übrige schweizerische Alpenrand in dieser Klarheit nicht zu geben vermag. Mit Recht hat daher ARNOLD HEIM aus seinen Beobachtungen Analogieschlüsse für andere Teile des nordschweizerischen Alpenrandes abgeleitet.

Was speziell das mir gut vertraute Rigigebiet betrifft, so bemerke ich, daß die von ARNOLD HEIM aus den Angaben KAUFMANNS abgeleiteten Folgerungen im allgemeinen richtig sind[3]). Es gilt nach meinen neuesten Aufnahmen für den Alpenrand im Rigigebiet ungefähr das Folgende:

Auch hier — wie anderswo am Alpennordrand — setzt keiner der zahlreichen Querbrüche der Randkette in die nördlich angrenzende Molasse fort. Alle Querstörungen erlöschen im Flysch der Randzone.

Der Vitznauerstock, in geringerem Maße auch die Rigihochfluh, ruhen in Nischen in der Südabdachung des Riginagelfluhklotzes, die schon existierten, als von Südsüdosten her die alpine Randkette herangeschoben und -gepreßt wurde. Zwischen Rigihochfluh und Vitznauerstock springt im Bireggsporn die

---

[1]) ARNOLD HEIM: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich 1906.

[2]) E. BLUMER: Ostende der Säntisgruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F., Lfg. XVI, S. 597—618.

[3]) F. J. KAUFMANN: Rigi- und Molassegebiet d. Mittelschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 1872. Lfg. XI, Taf. V.

Riginagelfluh südwärts vor, und zwar noch weiter, als dies auf KAUFMANNS Karte zur Darstellung gelangt ist. An diesem Sporn, dessen ziemlich steil südwärts neigende Molassebänke im Streichen ostwärts und westwärts abstoßen an Flysch, ist die Randkette beim Heranschub zerschellt; die ungleichen Widerstände bedingten Querbrüche, und längs eines solchen glitt der Vitznauerstock unter gleichzeitiger Änderung des Streichens in die Nische westlich des Bireggsporns.

Die von KAUFMANN als Flyschkonglomerate gedeuteten Nagelfluhriffe des Tiefbachtobels (Tiefbach-Konglomerate) bei Gersau fasse ich auf als Molassenagelfluhfetzen, die bei der Überschiebung in der Tiefe vom Bireggsporn abgeschürft und sekundär in Flysch eingebettet worden sind[1]). Für eine solche Deutung spricht zunächst der Umstand, daß irgend ein namhafter petrographischer Unterschied zwischen Riginagelfluh und Tiefbachkonglomerat nicht besteht; ferner die Tatsache, daß wir es nicht mit regelmäßig dem Flysch eingelagerten Konglomeratbänken zu tun haben, sondern immer mit kleineren und größeren Riffen, Linsen und Klötzen, die, allseitig von Rutschflächen begrenzt, im Flysch schwimmen. Die steilstehenden roten Nagelfluhbänke und roten Mergelzwischenlagen der in der Literatur mehrfach genannten Stelle im Gurgelibach kann ich nur als aufgeschürfte Molasse und nicht als Flyschkonglomerate deuten[2]). Bezeichnend ist ferner, daß die Tiefbachkonglomerate namentlich zu beiden Seiten des Bireggsporns auftreten und nur in ganz vereinzelten Linsen auch nördlich des Vitznauerstocks wiederkehren; die Konglomeratriffe sind naturgemäß da am reichlichsten, wo die Reibung zwischen Unterlage und überschobener Masse am größten war. Namentlich in Hinsicht auf das zuletzt Gesagte scheint mir das Rigigebiet eine wesentliche und wichtige Ergänzung zu dem zu bieten, was ARNOLD HEIM im Mattstockgebiet festgestellt hat, wo „zwischen Thur und Linth trotz der höckerigen

---

[1]) Ich mache hier darauf aufmerksam, daß die Tiefbachkonglomerate schon früher von ESCHER und STUDER als Riginagelfluh gedeutet worden sind, und verweise auf die diesbezügliche historische Darstellung KAUFMANNS (Rigi- und Molassegebiet der Mittelschweiz, Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. 1872. XI. Lfg., S. 7 ff.). KAUFMANN hat aber diese ältere Auffassung verlassen und die strittigen Konglomerate zum Flysch gestellt, als was sie bis zu meiner Revision des Gebietes betrachtet worden sind.

[2]) Vgl. hierüber außer der eben genannten Arbeit KAUFMANNS (S. 139 und Tafel III Fig. 6) namentlich auch C. BURCKHARDT: Kontaktzone. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge II, S. 84 u. Tafel VII, Fig. 49e.

Nagelfluhunterlage keine größeren Nagelfluhfelsen durch die Säntisdecke aufgeschürft worden sind" (a. a. O. S. 457).[1])

Diese eben beschriebenen Verhältnisse von Randkette und Randflysch zu Riginagelfluh zwingen auch mich zunächst zur Annahme, daß sich das Nagelfluhgebirge beim Heranschub der Decken wesentlich passiv verhalten hat. Ferner muß schon vor der Überschiebung die Südabdachung des Riginagelfluhklotzes, trotz der späteren Abschürfung der sogenannten Tiefbachkonglomerate, eine unregelmäßige Oberfläche besessen haben, welche in der Folge das Zerschellen der Kreidekette bedingte. Die Verhältnisse im Mattstockgebiet sprechen ferner dafür, daß in der Tat diese unregelmäßige Gestaltung des Molassesüdrandes als Erosionsfläche zu deuten sei[2]). Ob diese Auffassung sich auf den ganzen

[1]) Auf die Verhältnisse von Randkette und Nagelfluh im Bürgenstock- und Pilatusgebiet gehe ich hier — um späterer Publikation nicht vorzugreifen — nicht näher ein. Anschließend an ältere Darstellungen glaubte ich früher die tiefe Lage der Kreidekette im Bürgenstockgebiet und das weite Vorbranden hier und im Pilatus wesentlich auf primäres, stratigraphisches Fehlen der Nagelfluh zurückführen zu müssen. Ich bemerke aber, daß die von Arnold Heim (a. a. O. S. 454, oben) vorgeschlagene Lösung, wonach das teilweise Fehlen der Nagelfluh durch Erosion zu erklären sei, und „das Vierwaldstätterseebecken von Vitznau an westlich ein alt-pliocänes Thalbecken" darstelle, ähnlich dem von E. Blumer angenommenen alten Rheintal, sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich hat. Sie erklärt, daß Bürgenstock und Pilatus genau im Streichen der nach Westen zu unvermittelt in voller Mächtigkeit aufhörenden südlichen Riginagelfluh liegen; ein Umstand, der bis jetzt zu wenig beachtet worden ist.

[2]) Als eine Konzession an diese Auffassung ist es zu betrachten, wenn ich unter allem Vorbehalt auf Fig. 28 des „Führers" andeutete, daß das ungewöhnlich tiefe Einbrechen des Axensüdlappens vielleicht auf präexistierende Erosion im autochthonen Flysch zurückgeführt werden könne. Es ist aber auch möglich, daß wir es hier mit einer sekundär steiler aufgerichteten Überschiebungsfläche zu tun haben. Zwischen Unterer Kreide und Flysch eine Verwerfung anzunehmen, wie auf der Exkursion von verschiedener Seite vorgeschlagen worden ist, dagegen spricht der Umstand, daß sich aus dem Malmklotz der Rophaiensüdwand nach Osten zu die große relativ ungestörte Juraplatte entwickelt, die (vgl. Fig. 23 des „Führers") in der Schächentaler Windgälle kulminiert. Ferner kennen wir bis jetzt kein einwandsfreies Beispiel in den Schweizeralpen, wo eine der tertiären Überschiebungsflächen später verworfen worden ist, und diesen Fall müßten wir hier annehmen. — Ich möchte bei der Gelegenheit nicht versäumen, darauf hinzuweisen, daß, wie schon auf der Exkursion bemerkt wurde, dem Rophaienprofil der Fig. 28 zunächst ein Profil zugrunde liegt, das durch Rophaienspitze und Axenfluh geht und namentlich die komplizierten Lagerungsverhältnisse der letzteren genauer berücksichtigt; in die Ebene dieses Profils wurde der weiter ostwärts auftretende Malmklotz der Rophaiensüdwand projiziert und dabei wesentlich der Darstellung Alb. Heims (Alpen zwischen Reuß und Rhein,

schweizerischen Alpenrand in dem Maße übertragen läßt, wie dies durch ARNOLD HEIM geschieht, müssen spätere Untersuchungen zeigen. Wir dürfen nicht übersehen, daß diese Theorie ARNOLD HEIMs die Frage nach der Entstehung der subalpinen Nagelfluh so gut wie ganz außer acht läßt und nur mit dem fertigen Nagelfluhgebirge operiert und dabei von der Annahme ausgeht, daß am ganzen Alpenrand die Nagelfluh primär in gleichartiger Verteilung zur Ablagerung gekommen sei. Was die Entstehung der Nagelfluh anbetrifft, so neige ich mit vielen Fachgenossen der Ansicht zu, daß wir dem Vorhandensein der exotischen Decken eine ungleich größere Bedeutung bei der Bildung der supalpinen Molasse zuweisen müssen, als dies durch ARNOLD HEIM geschieht[1]). Gewiß ist mancherorts der Bau der helvetischen Decken durch das gleichzeitige oder etwas spätere „Darüberhinweggleiten" der exotischen Decken beeinflußt worden; ebenso sicher steht aber doch auch die Tatsache fest, daß Teile exotischer Decken von helvetischen Decken überschoben worden sind; dies gilt nicht nur für die Sattelzone der Freiburgeralpen, sondern doch wohl auch für die vereinzelten, im Flysch des Alpenrandes steckenden Klippen zwischen Thunersee und Pilatus. Und dies spricht wieder dafür, daß schon in einem früheren Stadium der Alpenfaltung die exotischen Decken vorgebildet waren, sodaß das Material für die Bildung der subalpinen Nagelfluh ihnen entnommen werden konnte.[2])

Nachdem im vorhergehenden die Probleme des Rigi-Windgällenprofils und des Alpenrandes näher erörtert worden sind, möchte ich nunmehr auf eine Frage eintreten, die sich an das **gegenseitige Verhalten von „höherer" und „tieferer" helvetischer Decke zwischen Urnersee und Brienzersee** knüpft, und zu der das von C. SCHMIDT und mir zusammengestellte untere Profil der Figur 23 des „Führers" als Ausgangspunkt zu dienen hat.

Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, XXV. Lfg., Taf. III, Fig. 2) Rechnung getragen, wonach ein oberer Malmzug mitten in die Kreide hinein sich verfolgen läßt. Etwas östlicher ruht im Südabsturz des Rophaien — wie dies auch ALB. HEIM (a. a. O. Tafel I u. III) darstellt — der Malm ohne zwischenlagernde Kreide direkt auf Flysch. Diese Lagerungsverhältnisse bedürfen noch näherer Untersuchung.

[1]) Vgl. ARNOLD HEIM: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Ecl. geol. Helv. IX, S. 143.

[2]) Vgl. u. a. auch C. SCHMIDT: Über die Geologie des Simplongebietes usw. Ecl. geol. Helv. IX, S. 565—567.

Der Konstruktion dieses Querschnittes, der am besten als „Sammelprofil“ zu bezeichnen ist, entworfen um speziell während der Exkursion sowohl im Gebiet der Giswylerklippen als auch des Brienzerrothorns wegleitend zu dienen, liegen folgende Überlegungen zugrunde:

Es ist fraglos, daß in den beiden Profilen der Figur 23 sich folgende Elemente tektonisch entsprechen:

1. Rigihochfluh = Schrattenfluh.
2. Tertiärzone von Brunnen = Tertiärzone unter und nördlich von den Giswylerklippen (Rotspitz-Giswylerstock).
3. Frohnalp = Brienzerrothorn.

   Den Malmkern nördlich des Brienzersees betrachteten wir als Jurakern der Brienzerrothornkette und verglichen ihn den Malmkernen derselben Kette, die am Storegghorn, am Brisen und im Frohnalpgebiet (Weißwandkalke, ARBENZ) bekannt geworden sind.
4. Tertiärzone nördlich der großen Windgälle und unter der Schächentaler-Windgälle = Tertiär am Nordfuß des Wetterhorns ob der Großen Scheidegg.

Unsicherheit herrschte dagegen darüber, was als westliche Fortsetzung der Axendecke, d. h. der tiefern helvetischen Decke, zu bezeichnen sei, und zwar deshalb, weil die Tertiärzone, welche am Vierwaldstättersee und auch sonst die „tiefere“ helvetische Decke (Axendecke) so scharf von der „höhern“ helvetischen Decke (Frohnalp) trennt, nur bis ins Engelbergertal verfolgt werden kann.

Die Exkursionsteilnehmer werden sich erinnern, daß wir diesen Punkt ausführlicher diskutierten im Aufstieg von Lungern zur Dundelegg, als sich einerseits die Brienzerrothornkette und andererseits die liegenden Malmfalten der Brüniggegend klar überblicken ließen. C. SCHMIDT und ich sprachen damals auch schon die Möglichkeit aus, daß zwischen der Brienzerrothornkette und diesen Falten ein engerer und anderer Zusammenhang bestehen möchte, als er auf unserem Profil zwischen Brienzerrothorn und der Faulhorngruppe, die die westliche Verlängerung der Brünigfalten vorstellt, angegeben worden ist.

Ganz denselben Gedanken hat mir gegenüber P. ARBENZ ausgesprochen, indem er mich — kurz nach den Exkursionen — darauf aufmerksam machte, daß vielleicht der Malm des Storegghorns mit den südlich folgenden, liegenden Falten des Hutstockgebietes in mehr oder minder direkte Verbindung zu bringen sei. Seither ist auch eine vorläufige Mitteilung von P. ARBENZ erschienen. (Zur Geologie des Gebietes zwischen

Engelberg und Meiringen. Ecl. geol. Helv. IX, Nr 4), welche uns interessante Aufschlüsse über das ungemein kompliziert gebaute Gebiet zwischen Jochpaß und Storeggpaß erteilt. Die oben erwähnte Frage wird in dieser Arbeit allerdings nicht näher berührt.

Wenn C. SCHMIDT und ich die Faulhorngruppe als „tiefere helvetische Decke auffaßten, so lag darin eine — wie mir heute scheint unrichtige — Konzession an die Verhältnisse des Vierwaldstättersees, wo gleichfalls der Urirotstock als zur „tiefern" Decke gehörend betrachtet worden ist. Urirotstock und Faulhorn entsprechen sich aber im großen ganzen.

Eine andere, der unsern teilweise entgegengesetzte Ansicht hat M. LUGEON auf Tafel XVII seiner Arbeit „Les grandes nappes de recouvrement usw." vertreten. LUGEON betrachtet wie wir den Urirotstock als „tiefere" Decke, läßt aber diese noch östlich des Haslitals auskeilen; die Faulhorngruppe aber rechnet er ganz zur „höhern" Decke (nappe du Wildhorn).

Es bestand also ein wesentlicher Gegensatz zwischen der Darstellung LUGEONs und unserer Auffassung; und da keine der beiden unbedingt befriedigen konnte, herrschte nach wie vor Unsicherheit darüber, was zwischen Vierwaldstättersee und Brienzersee als „höhere" und was als „tiefere" helvetische Decke zu bezeichnen sei.

Nun haben A. TOBLER und ich im Jahre 1905 nachgewiesen, daß Ost- und Westseite des südlichen Urnersees sich nicht in dem Sinne entsprechen, wie dies ALBERT HEIM s. Z. dargestellt hat[1]), sondern daß mit dem Jura des Urirotstocks ein neues tektonisches Element auftritt, das östlich des Urnersees keine Fortsetzung hat. Gestützt auf diese Tatsache habe ich Fig. 28 des „Führers" entworfen:

Der Jurakern der am Ostufer des Sees dominierenden Axendecke tritt am Westufer in der Basis der Gitschenwand auf. Im Urirotstock aber erscheint der Jurakern einer neuen Deckfalte, die östlich des Urnersees über der Axendecke vorauszusetzen ist. Die Axendecke wird im Westen abgelöst durch die Urirotstockdecke; aber auch diese letztere betrachtete ich als zur Gruppe der „tiefern" helvetischen Decken gehörend.

An Stelle der im letzten Satze enthaltenen Auffassung möchte ich nun im Folgenden eine neue zur Diskussion bringen, die, wie mir scheint, nicht nur den Vorzug relativer Einfachheit

---

[1]) ALBERT HEIM: Geologie der Hornalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XXV, Tafel III.

für sich hat, sondern auch verschiedenen bis dahin bestehenden Schwierigkeiten und Unsicherheiten begegnet:

Ich betrachte heute die Urirotstockdecke nicht mehr als obere Teildecke der „tiefern" helvetischen Decke, sondern ich sehe in der **Urirotstockdecke das Ostende des Juraanteils der „höhern" helvetischen Decke selbst.**

Diese neue Auffassung habe ich zur Darstellung gebracht in nachstehender Fig. 3 (S. 182) „Geotektonische Skizze der zentralschweizerischen Kalkalpen" und in Tafel XIII „Fünf Profilentwürfe durch die zentralschweizerischen Kalkalpen". Bevor ich auf eine nähere Begründung dieser Darstellungen eintrete, möchte ich einige Bemerkungen über die Profile der Tafel XIII vorausschicken.

Profil 1 ist eine ergänzte Wiederholung des untersten Rigi-Windgällenprofils der Tafel XIII. Zwischen autochthonem Aarmassiv und Axendecke ist als Luftlinie die von ALB. HEIM am Klausenpaß nachgewiesene „Griesstockdecke", die tiefste helvetische Decke, eingetragen worden[1]). Die Jurafalten des Urirotstocks, die nur durch Luftlinien über der Axendecke angedeutet worden sind, betrachte ich als Jurakern der höhern helvetischen Decke. Die übrige Profildarstellung fußt auf den Arbeiten von ALB. HEIM, P. ARBENZ, A. TOBLER und eigenen Aufnahmen.

Profil 2 ist entworfen nach den Angaben von ALB. HEIM, F. KAUFMANN, C. MOESCH, A. TOBLER und eigenen Arbeiten. Den Nachweis eines mesozoischen Sedimentreliktes im Gipfelkopf der Krönte verdanken wir meines Wissens ROB. HELBLING[2]).

---

[1]) Bezüglich der Griesstockdecke vgl. ALB. HEIM: Die vermeintliche „Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalte" südlich vom Klausenpaß, eine Selbstkorrektur. Vierteljahrsschrift d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 51, 1906. Durch diese Darstellung erhalten zahlreiche Beobachtungen, die A. ROTHPLETZ in seinem Werke: „Das geotektonische Problem der Glarner Alpen" (Jena 1898) niedergelegt hat, ihre volle Bestätigung. So ist z. B. das bei „Balm" im Schächental zwischen Lochseitenkalk und Malm der Balmwand eingeschaltete, für die tektonische Auffassung so ungemein wichtige Eocän, dessen Entdeckung von ALB. HEIM (a. a. O. S. 407) Herrn OBERHOLZER (1905) zugeschrieben wird, schon in der genannten Arbeit von ROTHPLETZ vom Jahre 1898 im Text (S. 124) und im Atlas (Tafel II, Fig. 17) richtig dargestellt.

[2]) Die alpine Sammlung des Basler Naturhist. Museums besitzt hierfür eine kl. Belegsammlung, die von R. HELBLING 1902 aus dem Kröntengebiet mitgebracht worden ist. Außer Rötidolomit sind koralligener Dogger und plattiger Hochgebirgskalk (Kröntengipfelkopf) vertreten.

Profil 3 benützt die von A. TOBLER und mir (Ecl. geol. Helv. IX, Tafel I) gegebene Darstellung. Für das Gebiet südlich vom Storeggpaß konnten die neuen Angaben von P. ARBENZ — allerdings nur schematisiert — übernommen werden.

Profil 4 entspricht bezüglich des Dargestellten dem Profil (Fig. 23) des „Führers", ist aber gemäß meiner neuern Auffassung modifiziert. Wie schon früher erwähnt, besitzt dieser Querschnitt in vielen Punkten nur den Wert eines schematischen Sammelprofils, da ziemlich weit voneinander abliegende Gebiete in einem Profil zusammengestellt worden sind. Im besondern ist die Darstellung des Brienzerrothorns eine rein schematische und lehnt sich an die Verhältnisse, welche diese Kette nach Westen zu erkennen läßt[1]), an. Wir besitzen bis jetzt keine neuere Darstellung dieses Gebietes, welche den letzten Ergebnissen der helvetischen Kreidestratigraphie und auch den neuen Anschauungen des alpinen Gebirgsbaues Rechnung trägt. Ebenso ist die Verbindung des Malms im Kern der Brienzerrothornkette mit der Faulhorngruppe durchaus hypothetischer Natur. Diese Zusammenhänge werden erst durch genauste Aufnahme des Gebietes zwischen Brünig und Brienz bekannt werden. Die Schrattenfluh ist nach F. KAUFMANN, die Giswylerstöcke nach E. HUGI und G. NIETHAMMER, die Faulhorngruppe nach R. ZELLER, das Wetterhorn nach A. BALTZER übernommen.

Profil 5 ist zum größten Teil eine Wiedergabe der neuerdings von E. GERBER veröffentlichten Darstellung, und zwar kombiniert nach seiner Karte und seinen Profilen 11 und 12[2])[3]). Die Darstellung der exotischen Decke unter und nördlich der Standfluh stützt sich auf die eben genannte Karte und die in den westlich benachbarten Freiburgeralpen gemachten Erfahrungen. Für das Gebiet der Standfluh und des Dreispitz standen mir außerdem auch eigene Beobachtungen zur Verfügung.

---

[1]) Das Profil des „Führers" ist durch den aus ob. Kreide bestehenden Westgipfel des Brienzerrothorns (Schöngütsch, 2304 m), Prof. 4 der Tafel XIII durch den Kulminationspkt. 2351 m gelegt.

[2]) ED. GERBER: Beiträge zur Geologie d. östlichen Kientaleralpen. Neue Denkschriften der schweiz. naturf. Ges., 40.

Ferner: ED. GERBER, ED. HELGERS und A. TRÖSCH: Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. Eine Karte und eine Profiltafel. Spezialkarte Nr 43 a und 43 b der Publ. d. Schweiz. geol. Com.

[3]) Die im Hangenden des autochthonen Malms auftretenden Kreidebildungen wurden nicht weiter gegliedert, sondern schematisch mit der Signatur der „Untern Kreide" bezeichnet.

Vergleichen wir nun diese „Fünf Profilentwürfe“ miteinander, so gilt folgendes:

In allen ist der Südrand gewählt im Aarmassiv, dessen autochthoner Sedimentmantel unter der mittelschweizerischen Molasse durch mit dem Südrande des Juragebirges in direkten Zusammenhang zu bringen ist (vgl. Fig. 6 der Tafel I des „Führers“).

Am Nordrand finden wir überall die miocäne Molasse-Nagelfluh, die wir uns nach Süden in irgend einer Weise auskeilend vorstellen müssen, da im autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs als Jüngstes keine Molasse, sondern nur Flysch auftritt.

Auf dem autochthonen Flysch ruhen nun die Decken, helvetische und exotische. Lassen wir zunächst die exotischen Decken ganz außer acht, ferner unter den helvetischen Decken die Randkette und die Griesstockdecke, so bleiben uns noch die „tiefere helvetische Decke“ und die eigentliche „höhere helvetische Decke“, welche wir nun durch die 5 Profile verfolgen wollen:

Profil 5 zeigt zwischen Dreispitz und Sefinenfurgge die „höhere helvetische Decke“ oder „nappe du Wildhorn“ LUGEONS. Ihre Stirne — nach der Frohnalp mit F bezeichnet — zeigt sie im Dreispitz, und diese Stirnregion läßt sich durch das ganze Gebiet der 5 Profile, ja noch viel weiter ostwärts ununterbrochen verfolgen. Der tiefe Einschnitt des wenig westlich von Profil 5 verlaufenden Kientals zeigt, daß unter der höhern helvetische Decken keine tiefere helvetische Decke mehr liegt, sondern unter ihr sofort das durch Taveyannazsandsteine charakterisierte autochthone Tertiär folgt.

Im *Profil 4* entspricht der höhern helvetischen Decke die Faulhorngruppe, ihre Stirne finden wir im Brienzerrothorn.

Profil 3 zeigt in dem liegenden Faltensystem zwischen Storegg- und Jochpaß die komplizierten liegenden Jurafalten, die — allgemein gesprochen — als Ganzes der Faulhorngruppe, also der „höhern helvetischen Decke“, entsprechen. Die liegenden Kreidefalten nördlich der Storegg und unter der Arvigratklippe bilden den Stirnteil F der Decke.

Im *Profil 2* ist das System liegender Falten der Hutstock-Graustockgruppe des Profils 3 noch angedeutet in den liegenden Falten des Urirotstocks. Die Kreidestirnzone F treffen wir im Ober-Bauen. Urirotstock und Ober-Bauen hängen aber nicht mehr miteinander zusammen, sondern sind voneinander getrennt worden durch eine aus der Tiefe auftauchende Zwischenmasse, in der wir zunächst sicher die

„tiefere helvetische Decke (Axendecke)", vielleicht auch ein Gitschenzwischenstück — darauf komme ich noch zu sprechen — unterscheiden können.

Im *Profil 1* ist von der höhern helvetischen Decke nur die Kreidestirne F im Frohnalpstock vorhanden, ein Jurakern existiert heute nicht mehr, er muß hoch in der Luft über der Axendecke vorausgesetzt werden und tritt erst viel weiter ostwärts in den Churfirsten am Nordufer des Walensees wieder auf.

Verfolgen wir nun umgekehrt von Osten nach Westen gehend das Schicksal der „Untern helvetischen Decke (Axendecke)".

Profil 1 zeigt uns den im großen ganzen noch ziemlich normal gebauten, doppellappigen Stirnkopf der Axendecke.

Im *Profil 2* ist der Bau der Axendecke ein sehr viel komplizierterer. Wenn meine Darstellung auch erst als „vorläufige" aufgefaßt werden darf, so steht doch soviel fest, daß der Jurakern der Axendecke im Fuß der Gitschenwand zurückgeblieben ist, die beiden Kreidelappen aber abgerissen und nordwärts verschoben worden sind und die ungemein kompliziert gebauten Berge Scharti und Kulm bilden. Über die westliche Fortsetzung der Axendecke besitzen wir außer den alten Darstellungen MOESCHs nur die Angaben A. TOBLERs (Ecl. geol. Helv. IX, p. 42) welche sich teilweise auf gemeinsam mit mir ausgeführte Aufnahmen stützen. Obwohl diese Angaben A. TOBLERs in manchen Punkten zu ergänzen sind, so ist doch in ihnen richtig festgestellt worden, daß die Äquivalente der Axenkette, im besondern des Schartilappens, bis wenig übers Engelbergertal hinaus westwärts verfolgt werden können und hier — wie ich mich auf gemeinsamer Exkursion überzeugen konnte — nicht etwa mit den überlagernden Falten der Hutstockgruppe in Beziehung treten, sondern scharf von diesen getrennt bleiben bis zu ihrem Untertauchen in der Anhöhe von Ruegisbalm. Ganz allgemein gesprochen, sinkt der Scheitel der zur Axendecke gehörenden Falten nach Westen zu immer mehr ab; über der untertauchenden Axendecke findet westlich des Engelbergertales die Vereinigung statt zwischen den Jurafalten der Hutstock-Storegggruppe und den zugehörigen Kreidestirnfalten F.

Im *Profil 3* habe ich diese Auffassung schematisch dargestellt: Wir haben einen letzten Rest der Axendecke in der Tiefe da anzunehmen, wo unter dem Storeggpaß vor den Köpfen der Hutstockfalten eine Aufstauung von Neokom sich findet. Meiner Vermutung nach besteht dieser westlichste Rest der Axendecke nur aus Kreide und Tertiär, (das letztere ist im Profil 3 nicht vom autochthonen Flysch unterschieden

worden). Den Malmklotz der Gitschenwand konnte ich westwärts nur bis ins Isentaler Kleintal nachweisen.

Daß die Axendecke nach Süden zu ausspitzt zwischen dem autochthonen Flysch und der Urirotstockdecke, zeigt Profil 2, und daß das gleiche Verhalten auch weiter westwärts gilt, scheint der Umstand zu beweisen, daß wir am Jochpaß und bei Engelberg keinerlei sichere Spuren der Axendecke mehr nachweisen können.

Das Verhältnis der Axendecke zur höhern helvetischen Decke entspricht genau dem der Griesstockdecke zur Axendecke im Profil 1. Wie ALB. HEIM nachgewiesen hat, spitzt auch die Griesstockdecke nach Süden zu im Flysch aus.

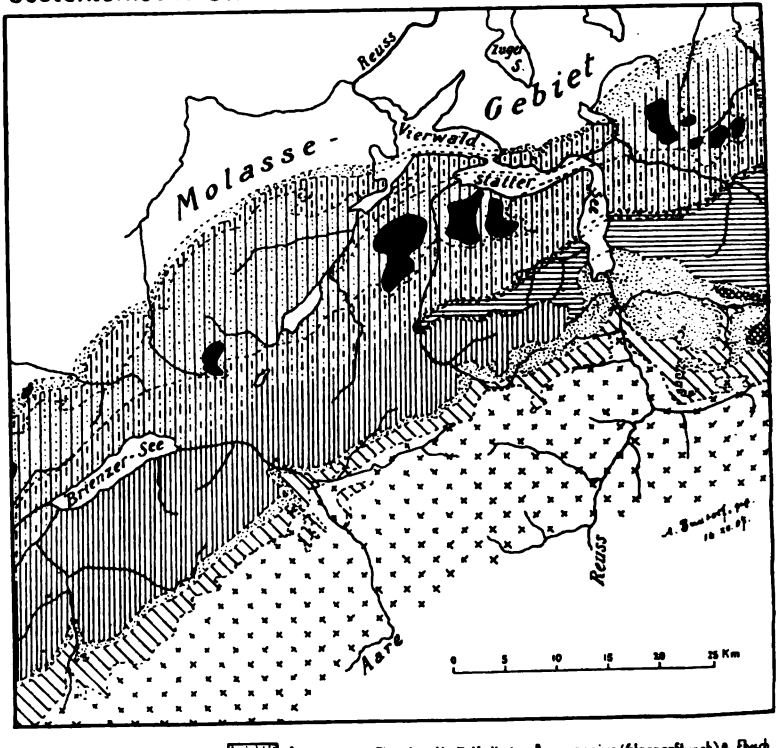
Wie weit westwärts Reste der „Axendecke" noch unter der „höhern helvetischen Decke" vorauszusetzen sind, wissen wir nicht, wahrscheinlich aber hört die Axendecke bald ganz auf zu existieren, und die „höhere Decke" kommt dann direkt auf autochthonen Flysch zu liegen (vgl. Profile 4 und 5).

Wie auf der umstehenden „Geotektonischen Kartenskizze" angedeutet worden ist, schiebt sich westl. des Urnersees zwischen Urirotstock und Bauen die „tiefere helvetische Decke" keilförmig ein, wo diese aber westlich des Engelbergertals untertaucht, vereinigen sich der Jurakern der Urirotstock-Hutstockgruppe und nördlich vorgelagerte Kreidestirne zur einheitlichen Faltengruppe der „höhern helvetischen Decke"[1]).

Die bisherigen Darstellungen waren dagegen immer von der Annahme ausgegangen, daß der Tertiärzug am Nordrande der Axenkette sich nach oben muldenförmig schließen würde, wie wir dies bei dem immer zum Vergleich herbeigezogenen Tertiär des Axenmättli tatsächlich beobachten. Von einer solchen Umbiegung aber ist bis jetzt nichts beobachtet worden. Ebenso wenig wie das zwischen Griesstock- und Axendecke eingeklemmte Tertiär nach Süden und oben muldenförmig abschließt und dadurch ein direkter Zusammenhang zwischen Griesstockdecke und Axendecke hergestellt wird, ebenso wenig existiert ein derartiger Zusammenhang zwischen der „Axendecke" und der „höhern helvetischen Decke"; die letztere ruht mit einer Überschiebungsfläche auf dem zur „tiefern helvetischen Decke" (Axendecke) gehörenden Tertiär

[1]) Die Darstellung der „tiefern helvetischen Decke" (Axendecke) stützt sich außer auf eigene Beobachtungen namentlich auch auf die, mir zu weiterm Ausbau überwiesenen Originalaufnahmen A. TOBLERS; zahlreiche, innerhalb der Axendecke westl. des Urnersees auftretende, in ihrer speziellern Bedeutung teilweise aber noch nicht aufgeklärte Tertiärvorkommen — außerdem auch das Axenmättlitertiär und seine westl. Fortsetzung — wurden nicht besonders ausgeschieden.

Geotektonische Skizze der centralschweizerischen Kalkalpen.



Autochthoner Flysch & Num. Kalk des Aarmassivs (Glarnerflysch) & Flysch des Alpenrandes.
Mesozoischer Sedimentmantel des Aarmassivs, autochthon
Krystalline Gesteine des Aarmassivs

Helvet. Decken:
- Griesstockdecke — Tertiär-Jura
- Tiefere helvet. Decke (Axendecke) — Flysch & Numulitenkalk; Kreide-Jura-Trias
- Höhere helvet. Decke: Randkette — Kreide
- Faulhorn-, Brienzerroth[n], Urirotstock-, Bauen Decke — Flysch & Num. Kalk d. Schlierenmulde & d. Tertiärzone v. Brunnen-Kems-Habkern.; Kreide (bis Berrias); Berrias-Jura-Trias

Exotische Decken — Tertiär-Trias

Fig. 3.

oder auch ältern Schichten derselben. Die „tiefere helvetische Decke“ hat keinerlei direkten Zusammenhang mit der „höhern helvetischen Decke“, jede der Decken erscheint als etwas durchaus Selbständiges; und zwar gilt dies ebenso gut für die Zentralschweiz als auch für die analogen Verhältnisse weiter ostwärts: auch am Walensee ruht die „höhere helvetische Decke“ mit einer Überschiebung auf dem zur „tiefern Decke“ (hier Mürtschendecke) gehörenden Tertiär; auch am Ostende des Tertiärbandes, das vom Engelbergertal ununterbrochen zum Walensee hinzieht, beobachten wir keinerlei verkehrten Muldenbau nach Art des Axenmättli[1]).

Nach dem Gesagten kann ich auch nicht der Ansicht zustimmen, wonach alle helvetischen Decken der Zentral- und Ostschweiz nur als sekundäre Lappen einer einheitlichen Überschiebungsdecke zu deuten seien, wie dies vor einiger Zeit wieder von H. SCHARDT angenommen worden ist[2]). Vielmehr sind im Gebiete der Zentralschweiz innerhalb der helvetischen Decken scharf drei tektonische Einheiten, die je durch Überschiebungen voneinander getrennt sind, auseinander zu halten: Griesstockdecke, tiefere helvetische Decke und höhere helvetische Decke (letztere inklusive Randkette). Eine Vereinigung der 3 Decken dürfte wohl erst im Gebiete der Wurzelregion vorauszusetzen sein, und diese haben wir wiederum erst am Südrande des Aarmassivs zu suchen, in gleicher Weise wie die Wurzeln der exotischen Decken der Freiburgeralpen nach den neusten Darstellungen von C. SCHMIDT im Rhonetal, in der Rhonetalnarbe, vorauszusetzen sind[3]). Ob diese scharfe Trennung der helvet. Decken auch im Ct. Glarus ihre Bestätigung findet, müssen zukünftige Untersuchungen zeigen.

Mit dieser eben gegebenen Darstellung steht nun aber ein kleines Gebiet im Widerspruch, nämlich **das Gebiet des „Vordern Gitschen“** (vgl. Profil 2 Taf. XIII). Dieser besteht — C. BRUNNER hat dies schon 1851 richtig dargestellt — aus Schrattenkalk; und ich habe auf Fig. 28 des „Führers“ diesen

[1]) Man vgl. hier besonders die schon früher genannte Arbeit von A. ROTHPLETZ: Das geotektonische Problem der Glarneralpen, 1898, besonders Tafel VIII, Fig. 3 des Atlas. Ferner die neue, ergänzende Darstellung:

ARNOLD HEIM und P. ARBENZ: Das Walenseetal. (Ber. über d. 40. Versammlung des Oberrhein. geol. Vereins. Lindau 1907, Taf. VIII.)

[2]) H. SCHARDT: Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. Schweiz. Natf. Ges. in St. Gallen 1906, S. 23.

[3]) Eclog. geol. Helv. Bd IX, Nr. 4, S. 532—545.

Schrattenkalk in normalen Zusammenhang zum Jura der Urirotstockgruppe gebracht. Meiner oben gegebenen Auffassung entsprechend, die auf einem Verfolgen der sich entsprechenden Zonen innerhalb der 5 Profilentwürfe beruht, haben wir aber die zur Urirotstockgruppe gehörende Kreide in erster Linie im Ober- und Nieder-Bauen zu suchen. Die Kreidefacies der Bauen-Frohnalpdecke (höhern helv. Decke) ist indessen eine ganz andere als die des Vordern Gitschen, welche in einigen Punkten eher anklingt an die Kreideentwicklung der Axendecke. Wenn also — und dafür sprechen übereinstimmend die Verhältnisse der Profile 5, 4 und 3 — Urirotstock und Ober-Bauen zusammen die höhere helv. Decke ausmachen, so kann die Kreide des Gitschen unmöglich zum Urirotstock gehören, sondern muß von diesem getrennt und vielleicht in irgend einen Zusammenhang zur Axendecke gebracht werden. So stellt also der ungemein kompliziert gebaute, sehr schwer zugängliche Felsklotz des Gitschen ein Gebiet dar, das ich trotz mehrfacher Begehung nirgends einzureihen weiß. Es ist möglich, daß in der enormen Masse intensiv gefältelter Berrias-Valangien-Schiefer, welche den Gitschen vom Urirotstock trennen, eine wichtige tektonische Störung versteckt liegt. Ich habe diese „Möglichkeit" auf Profil 2 angedeutet; der Gitschen würde dann als ein zwischen Axendecke und Urirotstockdecke eingeschaltetes „Zwischenstück" aufzufassen sein, ähnlich wie ein solches, allerdings aus Jura bestehendes Zwischenstück am Walensee sich einschiebt zwischen den Jura der „höhern" und den der „tiefern" helvetischen Decke.[1]) Diese Darstellung geht aber — wie ich hier ausdrücklich betone — nicht über den Wert einer bloßen Vermutung hinaus; meine Arbeiten im Gitschengebiet bedürfen noch allseitigen Ausbaues.[2])

Die bisherigen Auseinandersetzungen beschäftigten sich nur mit den Beziehungen der „höhern helvetischen Decke" zur „tiefern". Außer acht gelassen wurden die Randkette, die Griesstockdecke und die exotischen Decken.

Griesstockdecke und exotische Decken brauche ich nicht näher zu betrachten: die erstere liegt ostwärts außerhalb des

[1]) Vgl. Arnold Heim und P. Arbenz: Das Walenseetal (Ber. über die 40. Versammlung d. Oberrhein. geol. Ver. Lindau 1907 Taf. VIII).

[2]) Auf der obenstehenden, geotektonischen Skizze der Zentralschweizerischen Kalkalpen ist das Gitschengebiet nicht besonders ausgeschieden, sondern mit der Signatur der „tiefern helvetischen Decke" bezeichnet worden.

Gebietes der 5 Profile, und die Art des Auftretens der exotischen Decken ist aus den Profilen klar ersichtlich[1]). Dagegen haben wir noch **die Randkette,** die sich in allen 5 Profilen vom Urmiberg zur Standfluh verfolgen läßt, näher zu betrachten.

Wie in einem frühern Abschnitt kurz erwähnt worden ist, hat M. LUGEON (1901) die ganze alpine Randkette vom Thunersee zum Walensee als Stirn einer „tiefern helvetischen Decke" aufgefast. ARNOLD HEIM hat (1905) diese Darstellung LUGEONS übernommen und für die Randkette die Bezeichnung „Frontale Gliederkette" vorgeschlagen. Anlehnend an die althergebrachte Auffassung sollte die Rigihochfluhkette ihre östliche Fortsetzung finden in den Aubrigen und diese in der Köpfenstock-Wagetenkette. Die Gründe, die M. LUGEON veranlaßten die Wagetenkette als Stirn einer „tiefern helvetischen Decke" aufzufassen, sind so überzeugend, daß ihre Berechtigung allgemein anerkannt worden ist.

Andererseits gelangten nun A. TOBLER und ich zu dem entgegengesetzten Ergebnis, daß nämlich die Rigihochfluhkette nur als Stirne einer „höhern Decke" gedeutet werden könne. Wir nahmen an (Herbst 1905), daß wohl Aubrig und Wageten als tiefere Decke zu bezeichnen seien, daß aber die Rigihochfluh als Stirne der höhern helvetischen Decke (Drusberg-Frohnalp) aufzufassen sei. Dieser stratigraphisch durchaus begründeten Annahme stellten sich aber tektonische Schwierigkeiten entgegen, die namentlich von ARNOLD HEIM hervorgehoben worden sind (vgl. Ecl. geol. Helv. IX, S. 44).

Es lag also ein offener Widerspruch vor: Die frontale Gliederkette Rigihochfluh-Aubrig-Wageten sollte am Vierwaldstättersee Stirn einer „höhern", im Linthtal aber Stirn einer „tiefern" Decke sein.

Diesen Widerspruch hat ERNST BLUMER gelöst, indem er nachweisen konnte, daß wohl die Wageten die Stirn einer „tiefern Decke" vorstellt, daß aber die Aubrige in gar keinem

[1]) Ich möchte hier nur erwähnen, daß die von mir in den Gipfelpartien der Rigihochfluh und des Pilatus gefundenen, hier nicht näher zu besprechenden Verhältnisse mich zwingen, eine ehemalige Ausdehnung der Klippendecke bis zu diesen Bergen und über sie hinaus anzunehmen.

Anschließend möchte ich hier noch die Frage aufwerfen, ob das eigenartige Auftreten der Klippen bald auf mächtigem Flysch, bald in fast oder ganz direkter Berührung mit den obersten Kreidehorizonten der unterlagernden helvetischen Decken nicht in Zusammenhang stehen könnte mit präexistierenden Vertiefungen im Flysch. Besonders auffallend erscheint, daß beispielweise im eigentlichen Schlierengebiet, wo der Flysch seine mächtigste Entwicklung und reichste Gliederung zeigt, Reste exotischer Decken ganz fehlen.

Zusammenhang zur Wageten stehen, sondern als Stirn einer „höhern Decke (Säntisdecke)“ gedeutet werden müssen.

Es liegt auf der Hand, daß durch diese Lösung Rigihochfluh und Aubrige sich wieder näher gerückt wurden, beide waren jetzt Stirnen „höherer Decken“. Es drängte sich also die Frage vor, ob vielleicht die alte Auffassung, wonach Rigihochfluh = direkte westliche Fortsetzung der Aubrige doch zu Recht bestehen dürfte. Die nächste Folge wäre dann natürlich, daß die ganze Randkette vom Aubrig zum Thunersee als Säntisdecke bezeichnet werden müßte.

Einer Beantwortung dieser Frage stehen nun große Schwierigkeiten gegenüber, weil nicht nur stratigraphische, sondern auch tektonische Argumente bei der großen Entfernung vom kleinen Aubrig zur Rigihochfluh so gut wie alle entscheidende Bedeutung einbüßen. Rein aus Gründen der Allgemein-Tektonik des Gebietes zwischen Säntis und Vierwaldstättersee neige ich aber eher der Ansicht zu, daß das Westende des kleinen Aubrig auch das Westende der Säntisstirne bedeute, und daß mit der Rigihochfluh ein neues tektonisches Element erscheint.

Statt von Osten auszugehen, können wir unsere Betrachtung aber auch im Westen, am Thunersee, beginnen, wo uns außer den auf Blatt XIII der geolog. Dufourkarte enthaltenen Angaben KAUFMANNs die neue, schon oben genannte Karte von ED. GERBER, ED. HELGERS und A. TRÖSCH die wertvollsten Dienste leistet.

In großer Breite tritt von Nordosten her die Randkette an den Thunersee. Ralligstöcke und Niederhornkette sinken im Streichen nach Südwesten zu rasch ab, setzen in der Tiefe aber kaum auf die Südseite des Sees hinüber, sondern sind im Gebiete des Thunersees wahrscheinlich quer abgerissen und ohne westliche Verlängerung, ganz ähnlich, wie z. B. auch die Wagetenkette nach Westen zu unvermittelt aufhört. Ich schließe dies aus dem Vorkommen von Taveyannazsandstein am Südufer des Thunersees bei Krattigen. Wir müssen diesen Taveyannazsandstein — wie auf Profil 5 Tafel XIII gezeichnet worden ist — als vom autochthonen Tertiär abgeschürft auffassen[1]), denn im Tertiär der Niederhornkette fehlt Taveyannazgestein vollständig; daraus folgt dann aber mit größter Wahrschein-

[1]) Wie mir Herr Prof. C. SCHMIDT mitteilt, hat er dieses Vorkommen näher untersucht und seine Identität mit typischem Taveyannazsandstein nachweisen können. Auch für die Taveyannazgesteine von Merligen dürften wir in analoger Weise die Heimat im autochthonen Tertiär zu suchen haben.

lichkeit, das Ralligstock und Niederhorn am Südufer des Sees auch in der Tiefe nicht mehr existieren. Etwas anders verhält sich am Thunersee der östliche Teil der Randkette, der in der Waldegg zwischen Sundlauenen und Neuhaus am See ausstreicht, und zwar als fast regelmäßiges, gault- und seewerkalk führendes Gewölbe, dessen Scheitel aber gleichfalls gegen den Thunersee hin kapuzenförmig abdacht[1]). Im Streichen des Waldegg-Gewölbes erscheint am Südufer des Thunersees die Kreidefalte des Buchholzkopfes, die trotz dem Fehlen von Gault und Seewerkalk doch wohl nur als Äquivalent der Waldegg gedeutet werden kann; die mehr oder minder direkte Fortsetzung des Buchholzkopfes müssen wir in der im Suldtal auftauchenden Standfluh suchen, die — wie ED. GERBER gezeigt hat — ganz auf Flysch und Taveyannazgestein schwimmt (vgl. Taf. XIII Profil 5).

Daß wir die Standfluh als Äquivalent der Randkette auffassen müssen, wie dies auch ED. GERBER andeutet, erhellt schon aus dem Umstand, daß sie der Stirnzone F in gleicher Weise vorgelagert ist, wie anderswo die Randkette und von dieser getrennt wird durch die hier allerdings recht eng geklemmte Tertiärzone von Brunnen-Kerns-Habkern.

Tektonisch ist die Standfluh durchaus isoliert. ED. GERBER deutet auf seinem Profil 11, das schematisiert in Tafel XIII Profil 5 übernommen worden ist, an, daß die Standfluhdecke längs anormalen Kontakten südostwärts ausspitzt, und zwar in der Überschiebungsfläche zwischen höherer helvetischer Decke und autochthonem Tertiär. Ein direkter Zusammenhang

[1]) Vgl. F. J. KAUFMANN: Emmen-Schlierengegenden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIV, 1. Teil, S. 291 ff. und zugehörig. Atlas, Taf. XXIV, Fig 1. Das Waldegg-Gewölbe zeigt eine gewisse Analogie zum Gewölbe des Muetterschwandenbergs (Profil 3 Taf. XIII) sowohl hinsichtlich der Tektonik als der Stratigraphie. Ähnlich wie am Muetterschwandenberg ist auch hier die Kreide vollständiger entwickelt als in den nördlich vorgelagerten Ketten des Niederhorns bzw. des Pilatus. Während aber die Kreide des Muetterschwandenbergs der der südlich benachbarten Stirnzone F faziell sehr nahe steht, fehlt in der benachbarten, der Stirnzone F entsprechenden Kette des Harder bei Interlaken die mittlere und obere Kreide ganz. Dagegen tritt wenig mächtiger Gault und Seewerkalk auf in der westl. Fortsetzung des Harder, im Morgenberghorn und Dreispitz (vgl. Profil 5). Es dürfte von größtem Interesse sein, Gault und Seewerkalk der Morgenberghorn-Dreispitzgruppe mit den entsprechenden Schichten der Waldegg aufs genauste zu vergleichen und die Ursache dieses lokalisierten Vorkommens festzustellen.

Außer F. J. KAUFMANN hat sich in der Folge auch H. DOUVILLÉ über die Waldegg ausgesprochen: „Les Ralligstöcke et le Gerihorn". Bull. soc. geol. France 1903. S. 193 ff.

zwischen der „Randkette“ und der eigentlichen „höhern helvetischen Decke“ existiert nicht mehr.

Dieser Nachweis, den wir ED. GERBER verdanken, hat mich bestimmt, auch in den übrigen Profilen 1—4 ein ähnliches Verhalten der Randkette zur Stirnzone F der höhern helv. Decke anzunehmen; überall ließ ich die Randkette ausspitzen zwischen unterliegendem Flysch und höherer helvetischer Decke. Ob sich die im Kiental beobachtbaren Verhältnisse aber tatsächlich in dieser Weise auf die ganze Randkette bis zum Vierwaldstättersee übertragen lassen, wissen wir nicht. Immerhin aber scheint mir das Beispiel der Standfluh mit Deutlichkeit dafür zu sprechen, daß die Randkette gegenüber der Stirnzone F Selbständigkeit besitzt; man gewinnt auch den Eindruck, als ob die Randkette von der Stirnzone F nordwärts gedrückt und teilweise von ihr sogar überdeckt worden sei.

Versuchen wir nun uns das Zustandekommen der Randkette zu erklären, so stehen wir sofort den größten Schwierigkeiten gegenüber.

Soviel steht fest, daß die Randkette ursprünglich zusammengehangen hat mit der untersten liegenden Falte der Stirnzone F und somit nur als ein nördlich vorgeschobener, dabei aber selbständig gewordener Teil der höhern helvetischen Decke aufgefaßt werden kann. Die von mir bis in alle Details verfolgten stratigraphischen Verhältnisse der Kreideketten des Vierwaldstättersees verlangen alle diesen ursprünglichen Zusammenhang[1]).

Für die Randkette gilt ferner eine Eigentümlichkeit, die wir in gleichem Maße nur im Säntis finden: Das Abgleiten und Vorbranden der Kreidesedimente und das Zurückbleiben der zugehörigen Jurakalke. Diese von M. LUGEON, H. SCHARDT, ALB. und ARN. HEIM u. a. schon oft genannte Eigentümlichkeit ist bedingt durch das Auftreten einer mehrere 100 m mächtigen, dem Berriasien und Unt. Valangien entsprechenden Mergelschiefermasse (Balfriesschiefer) zwischen dem massigen Hochgebirgskalk (Malm) und den gleichfalls vorwiegend kalkig entwickelten übrigen Horizonten der untern und mittl. Kreide[2]).

---

[1]) Diese Auffassung ist übernommen und für die mittlere Kreide neuerdings spezieller verfolgt worden von CH. JACOB: Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Bull. du Lab. de géologie de la Faculté de Grenoble. Grenoble 1907. Man vgl. bes. Taf. I.

[2]) Genauere Angaben über die Balfries-Schiefer sind enthalten in einer kurz nach den Exkursionen erschienenen Notiz von ARNOLD HEIM: Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschrift der Natf. Ges. in Zürich **52**, 1907.

Überall, wo in den helvetischen Decken die untersten Kreidehorizonte als mächtige Mergelschiefer entwickelt sind, beobachten wir, daß bei der Entstehung der Überschiebungsdecken die ursprünglich einheitliche Jura-Kreide-Sedimentserie durch diese mächtige Mergelzwischenlage in zwei sich mechanisch durchaus verschieden verhaltende Teile zerlegt worden ist: Der unterliegende Jurakalk faltet sich für sich, und nur die Berriasschiefer werden in engen Mulden als Jüngstes zwischen die Malmfalten eingeklemmt. Die hangende Kreide aber gleitet auf den Berrias-Valangienschiefern weiter alpenauswärts, brandet am Alpenrande, und in den Gewölbekernen finden wir dort als Ältestes nur eine aufgestaute Masse von Sedimenten der untersten Kreide.

Wir begreifen nun auch, warum wir in der Faulhorn-Urirotstockgruppe in den Muldenkernen nur Berrias antreffen. Ebenso werden die früher genannten Darstellungen, die A. ROTHPLETZ und ARNOLD HEIM von der „Nordseite des Walenseetals" gegeben haben, nur unter diesem Gesichtspunkte verständlich[1]). Die nächste Folge ist dann aber, daß auf den zurückbleibenden Jura eine Kreide zu liegen kommt, die gar nicht darüber abgelagert worden ist, sondern viel südlichern Ursprungs ist; die jetzt der Jurastirne aufruhende Kreide lag einst ebensoweit südlich zurück, als die Kreidestirne über die Jurastirne vorgebrandet ist, wobei natürlich die Faltungen an der Kreidestirne mit in Rechnung zu bringen sind.

Wo — wie in den meisten tiefern helvetischen Decken — die unterste Kreide nicht mergelig, sondern kalkig entwickelt ist, fehlt diese mechanische Trennung. Jura und normal hangende Kreide sind harmonisch gefaltet.

Daß auch die Randkette eine reine Kreidedecke ist, hat M. LUGEON erstmals im Profil dargestellt (vgl. Tafel I, Fig. 2); auch hier fungiert überall die unterste, mergelige Kreide als Gleitschicht, gleichviel ob man mit LUGEON die Randkette mit der Axendecke verbindet oder — wie wir heute für richtig halten — mit der „höhern" Decke in Beziehung bringt.

Ich stelle mir nun vor, daß bei der Überschiebung der höhern helvetischen Decke zunächst ein Abschieben und Ab-

[1]) Der Umstand, daß — nach ARNOLD HEIM — in der Alviergruppe über den liegenden Jura-Berriasfalten das obere Valangien und sein Hangendes infolge des Vorbrandens der Kreide eine fast ungestörte Platte bildet, lehrt uns, daß wir auch in andern Gebieten der „höhern" helvetischen Decke über den liegenden Falten der Jurakerne relativ ruhige Lagerung der Kreide anzunehmen haben, was durch die Luftlinien in meinen Profilen zum Ausdruck gebracht worden ist.

gleiten der Kreidesedimentplatte auf den Balfriesschiefern stattfand. Ein nördlicher Streifen dieser Kreideplatte lieferte später zwischen Vierwaldstättersee und Kiental die Randkette. Aus dem südlichen Streifen entwickelte sich in einer folgenden Phase der Überschiebung, in welche wir wahrscheinlich auch die Entstehung der liegenden Falten des jurassischen Kernteils zu verlegen haben, die Stirnzone F, die uns heute als eigentliche Stirn der höhern helvetischen Decke erscheint. Später stieß dann diese Stirne F die Randkette vor sich her an den Alpenrand hinaus, und bei diesem letzten Schube wurde der ursprünglich direkte Zusammenhang zwischen der Randkette und der Stirnzone F mehr und mehr aufgehoben und verwischt. Diese letztere brandete über das in der Tiefe ausspitzende Südende der Randkette vor.

Wenden wir diese Auffassung nun auf eines unserer 5 Profile an, z. B. auf Profil 3, so würde sich direkt das Folgende ableiten lassen: Der ursprünglich zum Pilatus gehörende Jura wäre zu suchen in den untersten Jurafalten der Hutstockgruppe, d. h. ca 16 km südwärts. Dagegen wären die in der Stirnzone F auftretenden Kreidesedimente in einer ersten Phase der Überschiebung auf den Jura, der primär das Liegende der Pilatuskreide gebildet hatte, geschoben worden. Später sind dann dieser Jura und die aufgeschobene Kreide mehr oder minder harmonisch in liegende Falten gelegt worden, und dabei hat sich — wie ein Vergleich der 5 Profile zeigt — nochmals eine von Westen nach Osten immer mehr sich ausprägende Trennung der Kreidestirnzone F von den Jurakernfalten vollzogen.

Selbstverständlich haben wir uns die verschiedenen Vorgänge nicht zeitlich scharf getrennt vorzustellen; sie griffen vielmehr ineinander ein, vollzogen sich wohl teilweise auch gleichzeitig.

Es bedarf keiner besondern Erwähnung, daß die obigen Auseinandersetzungen nach mancher Richtung hin nur den Charakter vorläufiger Mitteilung an sich tragen. Sie wollen nur ein Versuch sein, unsere bisherigen Kenntnisse der Zentralschweizerischen Kalkalpen unter einheitlichem Gesichtspunkte zusammenzufassen, unter gleichzeitiger Verwertung dessen, was bis in die letzte Zeit aus östlich und westlich angrenzenden Gebieten an Neuem bekannt geworden ist.

Manuskript eingegangen am 15. Januar 1908]

Nachschrift.

Während des Niederschreibens meiner Bemerkungen „Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen“ erschienen die von A. BALTZER verfaßten „Erläuterungen zur geol. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee in 1 : 50 000 von E. GERBER, E. HELGERS und A. TRÖSCH“ (In Kommission bei A. FRANCKE, Bern). Diesen Erläuterungen ist ein Anhang mit Tafel beigegeben: „Zwei Querprofile durch Aarmassiv und Berneroberland“, gleichfalls von A. BALTZER zusammengestellt. Da diese Erläuterungen und der Anhang das auch von mir gestreifte Gebiet des Kientals näher behandeln, sei mir gestattet, hier mit einigen Worten auf diese neue Darstellung einzutreten.

Zunächst ist die Tatsache hervorzuheben, daß in diesen Profilen nunmehr auch A. BALTZER alle Gebirgsketten, welche zwischen dem autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs und der Molasse-Nagelfluh auftreten, ohne „Wurzelwerk“ auf jüngern Schichten schwimmen läßt und als von Süden her überschobene Decken auffaßt: „Hauptprinzip der Tektonik ist die Existenz großer in sich gefalteter wurzelloser Decken.“ (BALTZER a. a. O. S. 21). Erfreulich ist die Übereinstimmung dieser neuen Profile BALTZERs mit der Darstellung, die von C. SCHMIDT und mir (Mai 1907) im „Führer“ (Fig. 23 unten) gegeben worden ist.

Wenn aber BALTZER auf S. 28 der genannten Broschüre in der Einleitung zur Besprechung seiner Profile hervorhebt: „nur das wirklich Beobachtete wurde koloriert; man sieht mit einem Blick, wie wenig wir direkt kennen und wie viel durch die Phantasie ergänzt und konstruiert worden ist“, so muß ich doch darauf aufmerksam machen, daß Herr BALTZER selbst dieser seiner Forderung in seinen Profilen nicht gerecht geworden ist: Die Umbiegung des Urgons unter dem Tertiär von Habkern hat noch niemand sehen können.

Es muß in der Tat auffallen, daß in BALTZERs zweitem Profil gerade diejenige Stelle als wirklich beobachtet, somit koloriert dargestellt wird, um die sich doch in den verflossenen Jahren in letzter Linie die Diskussion gedreht hat, und über die wir bis heute nichts Genaueres wissen. BALTZER verbindet die Randkette in direkter Muldenbiegung mit der Kreide der Stirnzone F; die Tertiärzone von Brunnen-Kerns-Habkern ist also nach ihm eine normale, geschlossene Mulde. Diese rein konstruktive Darstellung ist um so auffallender, als

ja H. DOUVILLÉ nachdrücklich auf die Verschiedenheit der beiden „Muldenflügel" hingewiesen hat[1]), und außerdem — wie früher erwähnt wurde — ein Schüler BALTZERS, ED. GERBER, im Kiental den Nachweis erbracht hat, daß die Randkette (Standfluh) durchaus selbständig der Brienzerrothornkette (Stirnzone F des Dreispitz) gegenübersteht (vgl. Tafel XIII Profil 5). Die Darstellung GERBERS war mir Veranlassung, auch für die übrige Randkette zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee tektonische Selbständigkeit anzunehmen, und aus den gleichen Gründen habe ich für den Tertiärstreifen von Brunnen-Kerns-Habkern in Tafel XIII nie die Bezeichnung „Mulde", sondern die viel allgemeinere „Zone" gebraucht.

Anschließend an diese Bemerkung möchte ich mir erlauben, nun noch auf eine Frage hinzuweisen, die zunächst stratigraphischer Natur, doch auch für die Tektonik von größter Bedeutung ist, und die sich knüpft an

Die sog. Leimernschichten.

Als „Leimernschichten" bezeichnete F. J. KAUFMANN rote und weiße Kalke und dünnschichtige Kalkmergel mit reicher Foraminiferenfauna. Es erscheinen diese Schichten zwischen Thunersee und Giswylerklippen als lokale Einlagerungen im Flysch; sie bilden u. a. den Bergrücken „Leimern" bei Beatenberg, daher ihr Name. Schon KAUFMANN[2]) hebt die Ähnlichkeit der Foraminiferen mit denen der Seewerschiefer (ob. Kreide, Turon, der helvetischen Kreidefacies) hervor, faßt aber die Leimernschichten trotzdem als normale Einlagerung im untern Flysch auf.

Anschließend an diese Darstellung KAUFMANNS haben in der Folge auch H. DOUVILLÉ[3]), ferner ED. GERBER[4]) die Leimernschichten als Glied der helvetischen Flyschbildung aufgefaßt, und auch von BALTZER werden sie in den genannten Erläuterungen, entsprechend der Darstellung auf der oben genannten Karte, als solches aufgeführt.

---

[1]) H. DOUVILLÉ: Observations géol. dans les environs d'Interlaken. Bull. soc. géol. France 1900, S. 57 ff.; derselbe: Les Ralligstöcke et le Gerihorn. Bull. soc. géol. France 1903, S. 193 ff.

[2]) Vgl. hierüber: F. J. KAUFMANN: Rigi und Molassegebiet d. Mittelschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XI, S. 164; ferner F. J. KAUFMANN: Emmen- und Schlierengegenden usw. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XXIV, 1. Teil, S. 552.

[3]) Les Ralligstöcke et le Gerihorn. Bull. soc. géol. France 1903, S. 196.

[4]) Beitr. z. Geol. d. östl. Kientaleralpen. Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. 40, S. 58.

Einer andern Auffassung der Schichten des Leimernberges hat nun kürzlich C. SCHMIDT Ausdruck gegeben. So wird zunächst in der von C. SCHMIDT verfaßten Beilage zum Jahrbuch XLII des Schweizer Alpen-Klubs: „Bild und Bau der Schweizeralpen", (Fig. 12 S. 17) der Bergrücken Leimern als Kreideklippe dargestellt, und in ähnlicher Weise kehrt die Leimern als Klippe auch wieder in der von C. SCHMIDT entworfenen „Geol. Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc", Ecl. geol. Helv. IX, T. 13.

Indem C. SCHMIDT die Leimern als Klippe darstellte, stützte er sich auf folgende Tatsachen:

Am 10. Juli 1899 besuchten die Geologie-Studierenden der Basler Universität unter Führung von A. TOBLER die Leimern, und im Berichte über diese Exkursion bemerkte der seither in Parà verstorbene M. KAECH: „Nicht weit unterhalb der Gemmenalp findet sich eine durch KAUFMANN bekannte Stelle, die sog. Leimern, nach welcher er seine Leimernschichten benannte. Wir fanden weiße Neokomfleckenkalke, überlagert von grünen und roten Couches rouges, beide umhüllt von Flysch. Über die Klippennatur der Kreideschichten kann hier kein Zweifel bestehen." Daß es sich tatsächlich nicht um tertiäre Schichten handeln kann, beweist ein leider nur fragmentär erhaltener Belemnit, der damals von uns in den Neokomkalken gefunden wurde und nebst Gesteinsproben von Couches rouges und Fleckenkalken in den alpinen Sammlungen des Basler Museums aufbewahrt wird.

Unser Belemnitenfund steht übrigens nicht vereinzelt da. Auch KAUFMANN (Emmen-Schlierengegend, S. 311) erwähnt von der Leimern außer einem kleinen *Inoceramus* „zwei arrodierte (vielleicht eingeschwemmte) Belemniten". Inwieweit die Erhaltung dieser KAUFMANNschen Belemniten dafür sprach, dieselben als „vielleicht eingeschwemmt" zu betrachten, kann ich, ohne die Stücke zu kennen, nicht entscheiden; sicher aber ist, daß der von uns gefundene Belemnit keinerlei Abnutzung zeigt, sondern sich ganz zweifellos auf primärer Lagerstätte befand.

An der Leimern treten also fraglos vortertiäre und zwar exotische Gesteine auf, allerdings aufs innigste verknüpft mit flyschartigen Schichten, die man — ob mit Recht, bleibt vorläufig dahingestellt — als helvetischen Flysch betrachtet. Und zwar gehören die exotischen Schichten teils der untern Kreide (Fleckenkalke mit Belemniten) teils der obern an (Couches rouges).

Ich darf hier nicht unerwähnt lassen, daß schon früher ein Teil der von KAUFMANN auf Blatt XIII der geol. Karte

der Schweiz (1 : 100 000) angegebenen Leimernschichten als „exotisch" angesprochen worden ist: So namentlich von QUEREAU[1]), der die Leimernschichten des Rotspitz (Giswylerklippen) und von Merligen am Thunersee näher untersuchte und, gestützt auf die Foraminiferen, ein unterkretazisches oder oberjurassisches Alter in Vorschlag brachte; oberjurassisch, weil er die Couches rouges dem Tithon und nicht der obern Kreide glaubte zuweisen zu müssen.

Ähnlich hat E. HUGI[2]) die bei Giswyl durch KAUFMANN angegebenen Leimernschichten teils wie QUEREAU den Couches rouges, also der obern exotischen Kreide (Rotspitz), teils aber auch den Seewermergeln, also der obern helvetischen Kreide (Brosmatt-Stockmatt, a. a. O. S. 20), zugewiesen.

Auch ED. GERBER (a. a. O. S. 58—59) betont die große Ähnlichkeit der Globigerinenfauna der Leimernschichten mit der der Couches rouges, pflichtet aber schließlich doch der Auffassung KAUFMANNs bei, welche, wie oben erwähnt, in der Folge auch von BALTZER vertreten worden ist.

Dieser letztern Darstellung gegenüber aber muß nachdrücklich betont werden, daß der Bergrücken der Leimern, die Stammlokalität der „Leimernschichten", von zweifellos exotischen Kreideschichten gebildet wird, und es deshalb in Zukunft unstatthaft ist, die Bezeichnung „Leimernschichten" für Glieder des helvetischen Flysch anzuwenden.

Eine weitere Frage, die sich nun erhebt, ist die, ob nun alle von KAUFMANN aufgezählten Vorkommen von Leimernschichten gleichfalls als exotische Kreide angesehen werden müssen, oder ob vielleicht ein Teil derselben doch mit Recht dem helvetischen Flysch beigezählt wird.

Verfolgen wir auf Blatt XIII der geol. Dufourkarte die von KAUFMANN erwähnten Leimernschichtenvorkommen, so sehen wir, daß dieselben sich hinsichtlich ihrer Verbreitung leicht in 3 Gruppen zerlegen lassen.

Eine erste Gruppe von Vorkommen ist an das eigentliche Giswylerklippengebiet geknüpft. Es handelt sich hier um die Leimernschichten des Rotspitz, die von QUEREAU (a. a. O.) und in der Folge auch von A. TOBLER[3]) und

[1]) Die Klippenregion von Iberg. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 38. Liefg. (N. F. 3. Liefg.), S. 80 und 91.

[2]) Die Klippenregion von Giswyl. Denkschr. d. Schw. Naturf. Gesellschaft 36, 1900, S. 24.

[3]) Vorläufige Mittlg. über die Geol. d. Klippen am Vierwaldst. See. Ecl. geol. Helv. VI, S. 13.

E. HUGI (a. a. O.) als exotische obere Kreide (Couches rouges) erkannt worden sind.

Eine zweite Gruppe ist an die kleinen Klippen gebunden, welche zwischen Thunersee und Entlebuch im Flysch des Alpenrandes auftreten, und zwar sind als wichtigste Vorkommen dasjenige von Merligen und das von Aeschi zu nennen. Das erstere ist schon von QUEREAU (a. a. O. S. 81) als exotisch erkannt worden, und da in der Nähe auch Gips und Châtelkalk auftreten, stellen diese Schichten bei Merligen zusammen eine kleine Klippe dar, die in den isolierten Juraklippen des Bodmi, der Zettenalp, der Großenegg usw. ihre Analoga und Fortsetzung findet. Das Vorkommen von Aeschi ist gleichfalls an die Nähe einer echten, im Flysch schwimmenden Doggerklippe gebunden und dürfte deshalb gleichfalls als exotische Kreide zu deuten sein. Alle diese Umstände sprechen somit dafür, daß auch die Leimernschichten des Alpenrandes der exotischen Schichtserie zuzuzählen sind[1]).

Die dritte Gruppe, welche die meisten Vorkommen der Leimernschichten umfaßt, ist nun in auffallender Weise an die Zone von sog. „Unterm Flysch" gebunden, welche sich vom Thunersee durchs Habkerntal ins Quellgebiet der Großen und Kleinen Emme verfolgen läßt (vgl. die Darstellung von F. J. KAUFMANN auf Blatt XIII der geol. Karte 1 : 100 000). Dieser Gruppe gehört auch die Lokalität Leimern selbst

[1]) Der Nachweis, daß bei Aeschi tatsächlich Dogger auftritt, wird durch aus dem Jahre 1898 stammende, bis jetzt nicht veröffentlichte Funde A. TOBLERS geliefert.

Wenn F. J. KAUFMANN (Emmen-Schlierengegend, S. 367—368) bei Aeschi Dogger angab, so stützte er sich dabei nur auf die petrographische Beschaffenheit der betr. Gesteine, ohne Fossilfunde verzeichnen zu können. Späterhin hat C. BURCKHARDT die fragliche Lokalität besucht und daselbst eine Bank mit Austern gefunden, die nach Bestimmung von C. MAYER-EYMAR der eocänen *Ostrea* (*Gryphaea*) *Kaufmanni* M. E. angehören sollten. Gestützt hierauf stellte C. BURCKHARDT die betreffenden Schichten ins Eocän und glaubte auf diese Weise die Braunjuraklippe von Aeschi „beseitigt" zu haben (vgl. C. BURCKHARDT: Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee, Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz, Liefg. 32 [N. F. 2. Liefg.], S. 88—89). Im Gegensatz zu dieser Darstellung hat dann A. TOBLER im Jahre 1898 bei Aeschi nicht nur die aus sehr schlecht erhaltenen, wohl spezifisch unbestimmbaren Austern zusammengesetzte Bank wiedergefunden, sondern in ihrer Nähe auch typische Echinodermenkalke und sandige Kalke, letztere mit Belemniten und Terebrateln, welche auf Dogger hinweisen und somit die Richtigkeit der alten KAUFMANNschen Auffassung durchaus bestätigen. Die Belegstücke, auf die sich diese Angabe stützt, sind von A. TOBLER der alpinen Sammlung des Basler Museums überwiesen worden.

an, wo die exotische Natur der sog. Leimernschichten als festgestellt betrachtet werden kann[1]).

Ob nun aber auch die übrigen „Leimernschichten" dieser dritten Gruppe zwischen Thunersee und Kleiner Emme samt und sonders als exotische Kreide und nicht als normales Schichtglied des helvetischen Flysches zu deuten sind, ist eine noch offene Frage. Es erscheint mir aber wahrscheinlich, daß das erstere für die Mehrzahl der Vorkommen zutreffen dürfte; denn dieselbe innige Verknüpfung der Leimernschichten mit Flyschgesteinen, wie sie von KAUFMANN von allen Vorkommen der dritten Gruppe erwähnt wird, gilt auch für das Vorkommen der Leimern selbst, wo gleichfalls die belemnitenführenden Fleckenkalke und foraminiferenreichen Couches rouges den flyschartigen Gesteinen scheinbar normal eingeschaltet sind; so normal, daß man den Gedanken nicht unterdrücken kann, es möchte ein großer Teil der Flyschausfüllung der Tertiärzone von Habkern überhaupt nicht helvetischer, sondern exotischer Herkunft sein und in mehr oder weniger direktem Schichtverband mit exotischer oberer Kreide stehen. Es würde sich dann an der Ausfüllung dieser zwischen Brienzerrothornkette und Randkette eingeschalteten „Tertiärzone" exotisches Material in viel größerer Menge als bisher angenommen worden ist, beteiligen. Zu dem von L. RÜTIMEYER erstmals erwähnten Gips und den jurassischen (?) Kalken, die H. DOUVILLÉ anführt, würden die exotischen Leimernschichten (Kreide) und ihr zugehöriger Flysch treten; und diese ganze, wesentlich aus exotischem Flysch und Leimernschichten bestehende Masse erschiene im Süden und Norden begrenzt von echt helvetischen Flyschbildungen, die einerseits normal zur Brienzerrothornkreide, andererseits normal zur Kreide der Randkette gehören[2]).

---

[1]) Dieser 3. Gruppe ist auch das oben genannte isolierte Vorkommen zwischen Brosmatt und Stockmatt ob Giswyl zuzuzählen. E. HUGI verwies dasselbe in die helvetischen Seewermergel.

[2]) Die genauesten Angaben über den Gips sind enthalten in L. RÜTIMEYER: Das schweizerische Nummulitenterrain (Bern 1850. Neue Denkschr. d. Schw. Naturf. Ges. XI). Über jurassische (?) Gesteine berichtet H. DOUVILLÉ: Observations géol. dans les environs d'Interlaken. Bull. soc. géol. Fr. 1900, S. 59. Ob die berühmten Granitblöcke von Habkern mit zur exotischen Füllmasse gehören, oder ob sie tatsächlich als von ihr unabhängige Einlagerungen in echt helvetischem Flysch gedeutet werden müssen, ist eine Frage, die neuer Prüfung bedarf, nachdem die exotische Natur der benachbarten Leimernschichten als festgestellt betrachtet werden kann. Ich verweise an dieser Stelle übrigens auf die kürzlich erschienene Notiz von ARNOLD HEIM: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Ecl. geol. Helv. IX, S. 413.

Ich darf nicht versäumen, an dieser Stelle auf eine Angabe KAUFMANNs (Emmen-Schlieren, S. 191—192) hinzuweisen, der vielleicht große Bedeutung zukommt. Bei der Besprechung der Lokalität „Junkholz" im Entlebuch erwähnt KAUFMANN das dortige reichliche Vorkommen von weißen und roten Leimernschichten und fügt seiner Darstellung bei: „Pfarrer SCHNIDER in seiner „Beschreibung etlicher Berge des Entlebuches" (1781) gibt an, daß im Junkholz „Ammonshörner in Marmor" gefunden worden seien. Kalkstein wäre also da, Ammoniten aber wurden nirgends bemerkt."

Selbstverständlich bedürfen die Angaben KAUFMANNs und SCHNIDERs genauster Nachprüfung. Wenn aber das Vorkommen ammonitenführender, exotischer Schichten bei Junkholz, also im Liegenden des Schlierenflysch, sich bestätigen sollte, so würde dies auch ein neues Licht werfen auf die eigenartige, mächtige Schlieren-Flyschmasse selbst. Wir würden dann dieselbe kaum mehr als normales Glied der helvetischen Schichtserie der Randkette deuten dürfen, sondern müßten auch in ihr ein fremdartiges, (?) exotisches Element erblicken, das durch Überschiebung auf das helvetische Tertiär der Randkette zu liegen kommt und zwischen diese und die Brienzerrothornkette eingeklemmt erscheint. Der Vergleich der Flyschsandsteine der Schlierenmasse mit denen des Niesenflysch liegt auf der Hand.

Ich betone aber, daß ich diesen Spekulationen vorläufig noch keinen entscheidenden Wert beimesse; im Profil 4 der Tafel XIII habe ich deshalb auch die Schlierengegend noch als normale Mulde dargestellt. Wichtiger als das erscheint es mir, darauf hingewiesen zu haben, daß noch viele Fragen, welche sich an die KAUFMANNschen „Leimernschichten" knüpfen, ihrer Lösung harren und daß mit der Erkenntnis ihrer stratigraphischen Bedeutung wahrscheinlich auch neue tektonische Gesichtspunkte eröffnet werden.

Manuskript der Nachschrift eingegangen am 1. März 1908]

5. Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal.

Von Herrn Otto Schlagintweit aus München.

(Hierzu Tafel XIV und 19 Textfiguren.)

Anschließend an die Untersuchungen von Zoeppritz[1]) zwischen Albulapaß und Livigno hatte ich mir auf Veranlassung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Geheimen Bergrats Prof. Dr. G Steinmann, ein genaueres Studium des Südrandes der Engadiner Dolomitzone in der Gegend von Livigno bis Bormio zur Aufgabe gemacht. Zwei Fragen standen dabei zunächst im Vordergrunde: 1. Wie weit und wie setzt der aus der Val Trupchum über den Monte Motto ziehende breite Streifen von Liasgesteinen nach Osten fort? 2. Wie verhält es sich mit der auf allen Übersichtskarten so scharf markierten, ganz geradlinig verlaufenden Grenze zwischen den kristallinen Gesteinen im Süden und den triadischen Sedimenten? Zwar geben Theobalds Arbeiten Antwort auf diese Fragen. Es war indes vorauszusehen, daß eine modernere und detaillierte Untersuchung wohl zu anderen Resultaten gelangen würde.

Von besonderem Interesse war es dann, ob ein Deckenbau, wie er für das übrige Graubünden nunmehr erkannt ist, sich auch in diesem südlichen Teile nachweisen ließe, ob überhaupt große Überschiebungsdecken dort vorhanden seien, und ob man diese aus einer bestimmten Gegend herleiten könne; eine Frage, die Termier für einen Teil unseres Gebietes im Sinne eines Süd-Nord-Schubes entschieden bejahen zu können glaubt, während dies Zoeppritz für das von ihm untersuchte benachbarte Gebiet ebenso entschieden in Abrede stellt.

Die Grenzen des Gebietes, das im folgenden besprochen werden soll, sind:

---

[1]) Bei Zitaten kann die genaue Angabe der Arbeiten jener Autoren, die in dem alphabetisch geordneten Literaturverzeichnis angeführt sind, im Hinblick auf dieses unterbleiben. Im Zweifelsfalle genügt die Angabe der Jahreszahl.

Im Süden die Grenze zwischen Kristallin und Trias, eine Linie, die ziemlich gerade, ungefähr von Livigno in OSO-Richtung nach Bormio verläuft.

Im Osten von Bormio folgt die Grenze zuerst der Adda, dann ihrem linken Nebenflusse, dem Braulio, aufwärts bis hinauf zum Wormser Joch (Umbrail) mit der IV. Cantoniera der Stilfser Jochstraße, und zieht, von da sich nördlich wendend, die Val Muranza hinunter nach St. Maria.

Im Norden läuft die Grenze von St. Maria zunächst in der Val Vau aufwärts bis Dössradond, wendet sich dann um den Cucler da Jon dad' Ontsch herum, ungefähr die Val da Tea fondata aufwärts, dem Hauptkamme zu, bleibt bis zur Cima della Casina auf diesem, steigt dann hinunter nach S. Giacomo und erreicht dort den Talboden der Valle di Fraele, folgt dann der Adda aufwärts bis zu ihren Quellen auf dem Alpisellapasse und steigt jenseits des Passes hinunter ins Spöltal.

Im Westen bildet der Spöl die Grenze, von Livigno bis zur Einmündung der Valle Torta.

Orographisch stellt das hiermit umschriebene Gebiet keine Einheit dar. Es ist ein Teil der sogenannten **Ofenpaßgruppe**, ein Sammelname, unter dem man gewöhnlich die gesamten Berggruppen zwischen dem Berninapaß, dem Stilfser Joch und dem Engadin begreift. Legen wir HUGO GERBERS Einteilung der Ostalpen zugrunde [Ö. A. Z. 1901; Mitteil. des D. u. Ö. A.V. 1901 usw.[1])], so spielen sich unsere Betrachtungen teils in den **Münstertaler Alpen**, und zwar in der **Umbrailgruppe** ab — von der westlichen Ortlergruppe im Süden geschieden durch das Tal des Braulio mit der zum Stilfser Joch emporführenden Straße — teils in den **Livigno-Alpen**, und zwar in der **Foscagno-** oder **Campogruppe** — von der Umbrail- und westlichen Ortlergruppe durch die Adda getrennt. Doch wird hier weder die Umbrail- noch die Foscagnogruppe vollständig behandelt. Für den Geologen hat die Zuerteilung des Kammstückes Monte Lapare — Monte Pettini — Cime di Plator — Monte delle Scale zur Foscagnogruppe und die Lostrennung von Umbrail- und Ortlergruppe etwas Gewaltsames, die jedoch in den hydrographischen Verhältnissen begründet ist.

Politisch liegt der größere Teil des zu besprechenden Gebietes auf italienischem, der kleinere auf Schweizer Boden.

---

[1]) Dort soll es für den Kulminationspunkt der Umbrailgruppe natürlich heißen Cima della Casina statt „Casanna".

Die topographische Unterlage für die Eintragung im Felde bildeten die entsprechenden Tavolette in 1 : 25000 des Blattes 8 (Bormio) der Carta Topografica del Regno d' Italia sowie Blatt 429 (St. Maria) des Schweizer Siegfriedatlasses 1 : 50000.

Die beigegebene geologische Karte ist dem Maßstabe 1 : 100000 entsprechend mehr oder weniger nur Übersichtskarte. Die kleinen isolierten kristallinen Reste sind der Deutlichkeit halber meist etwas übertrieben. Schutt wurde nur dort ausgeschieden, wo er größere Flächenräume einnimmt und den geologischen Bau verschleiert. Sonst ist er, um das Kartenbild nicht zu unübersichtlich zu gestalten, nicht eigens als solcher hervorgehoben. Die topographische Unterlage für die Karte stammt aus dem Istituto Geografico Militare in Florenz. Bei Namensangaben konnte ich mich nicht auf diese Karte beschränken, sondern mußte mich oft auf die erwähnten topographischen Karten in größerem Maßstabe beziehen.

Die Zeit, die ich auf die Begehung des Gebietes verwendete, erstreckte sich auf den größten Teil der August- und Septembermonate 1904 und 1905 sowie zwei Wochen im August 1906 und einen kurzen Besuch 1907.

Herrn Professor STEINMANN bin ich zu ganz besonderem Danke verpflichtet für seine Anregung, die Untersuchung des vorliegenden Gebietes in Angriff zu nehmen, sowie für sein weiteres stetes Interesse am Fortgange dieser Arbeit.

Die Arbeit hatte seinerzeit der Philosophischen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn zur Erlangung der Doktorwürde vorgelegen. Als Dissertation gedruckt wurde mit Genehmigung der Fakultät nur das Kapitel Tektonik. Dieses gelangt hier im wesentlichen gleich, nur etwas erweitert und wenig abgeändert wieder zur Darstellung.

Rückblick auf die seitherige geologische Erforschung des untersuchten Gebiets.

Schon seit dem Jahre 1843 werden in den neuen Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges. und in LEONHARDs Jahrbuch, in den Reiseberichten von STUDER und ESCHER v. D. LINTH die hier untersuchten Gegenden zum Teil wenigstens im Zusammenhang mit den Graubündner Kalk- und Dolomitgebirgen erwähnt. 1851 hat dann STUDER in seiner Geologie der Schweiz näher darauf hingewiesen, daß diese Gebirge ein den Schweizer

Alpen sonst fremdes Element darstellen und „mehr den Typus des Tirols und der Ostalpen tragen“ (S. 408). „Die Steinart bleibt in diesem weit verbreiteten Gebirgszuge, in Montafun, Engadin und am Stilfser Joch sich ziemlich gleich . . . . Es sind Gebirge, ähnlich denen, welche die N-Seite bei Innsbruck und Hall bilden, ähnlich dem Steinernen Meere und Tännengebirge in Salzburg oder den Dolomitkegeln des Fassa- und Gadertales“ (S. 396). Und wenn er auch die Graubündner Gebirge, bestärkt durch einen angeblichen liassischen Fischfund im Ortlerdolomit (S. 397) ihrer Hauptmasse nach dem Lias zurechnet, so gibt er doch zu, daß „die Ähnlichkeit der Steinart mit dem Unteren Alpenkalk der Ostalpen, ihr Zusammenhang mit dem Kalk von Montafun und des Arlberges und ihre Auflagerung auf rotem Sandstein eher zu der Vermutung geführt haben könnten, daß dieser Kalkstein dem Muschelkalk angehöre, daß sich diese Möglichkeit nicht von vornherein abweisen lasse, daß es leicht möglich sei, daß diese Gebirgsmassen mehrere Formationen repräsentieren“ (S. 398). Interessant ist auch die Notiz bei STUDER, daß „bei Bormio der Kalk unmittelbar den älteren grauen Schiefer bedeckt“ (S. 401). An Profilen finden wir bei ihm eines über den Sasso di Frill (= M. Crapene—Lapare) bei Livigno und eines über den Piz Umbrail (S. 273).

1864 und 1866 hat THEOBALD in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz die Resultate seiner Aufnahme der Bündner Gebirge niedergelegt. Aber er hat nicht etwa auf der Landesgrenze Halt gemacht; so fällt auch der italienische Anteil unseres Gebiets noch vollständig in den Rahmen seiner Untersuchungen. THEOBALDs Arbeiten haben — besonders in unserer Gegend — heutzutage freilich nur mehr den Wert einer vorläufigen Übersicht; das darf uns aber nicht bestimmen, die Bedeutung seiner Pionierarbeit zu unterschätzen. Seine Detailbeobachtungen sind auch heute noch wertvoll; man vermag daraus manches zwischen den Zeilen zu lesen; freilich sind sie oft beeinflußt durch den Glauben an allzu einfache Verhältnisse. THEOBALD hat als erster in unserem Kalk- und Dolomitgebirge die modernen alpinen Triasglieder erkannt, den Lias ausgeschieden und den Dolomiten ihren Platz zwischen Verrucano und Rhät angewiesen. Aber da er überall die sonst in Bünden vorhandenen Triasglieder erkennen zu müssen glaubte und in dem noch naiven Glauben seiner Zeit immer eine normale Schichtenfolge annahm, so ward er gezwungen, allzusehr zu schematisieren, besonders auf seiner Karte; im Texte fehlt es nicht an Hin-

weisen auf Unregelmäßigkeiten und Lücken. Seine Tektonik ist von staunenswerter Einfachheit. Zum Teil ist daran auch der Umstand schuld, daß seine Begehungen mehr kursorischer Natur waren, und daß er vieles einfach nicht gesehen hatte, besonders in den Hochregionen. Von Livigno bis Bormio streicht bei ihm eine einheitliche Mulde: Der Südflügel (M. Lapare bis M. delle Scale und Cristallokamm) nordfallend, mit regelmäßiger Schichtenfolge vom Kristallin an, der Nordflügel (M. del Ferro, Cima della Casina usw.) südfallend; der Kern der Mulde besteht aus Rhät und Lias (Alpisellapaß, Valle di Fraele). Befremdend ist dabei nur, daß ihm das allgemeine Nordfallen auch auf dem linken Talgehänge der Valle di Fraele entgangen ist. Die zweimalige Übereinanderfolge von Dolomit und Kristallin in dem Profil von der Bocca di Braulio bis zum Piz Chazfora wurde in ein regelmäßiges Faltenschema gebracht; dabei liegt aber das Kristallin des Piz Lad usw. nicht etwa auf dem Dolomit, sondern es kommt unter ihm heraus, bildet den inneren Kern der Berge, den der Dolomit „mantelartig" umhüllt. Daß der M. Braulio nicht aus Hauptdolomit, sondern aus Kristallin besteht, das hat er nachträglich in den „Bädern von Bormio" richtig dargestellt; auf der THEOBALD-ZIEGLERschen Karte ist es eingetragen. Dies sei ausdrücklich bemerkt, um ihn gegen den Vorwurf ROTHPLETZ' (S. 143) in Schutz zu nehmen. Den Verrucano auf den beiden Terrassen oberhalb Premadio hat schon THEOBALD gekannt und auf seiner Karte verzeichnet; merkwürdigerweise haben sämtliche späteren Beobachter dies vollständig ignoriert; keiner hat sich die Mühe genommen, die THEOBALDschen Angaben nachzuprüfen; und das hätte sich hier wirklich verlohnt! Natürlich treffen wir dort bei THEOBALD zwei kleine Antiklinalen, ebenso regelmäßig gebaut wie seine Triasmulden bei Isolaccia. Als solch kleine Triasmulden faßte er auch die Marmore in den Casannaschiefern auf, nicht so sehr aus modernen dynamo-metamorphischen Vorstellungen heraus, sondern weil er in ihnen nach ganz äußerlichen Merkmalen gewisse Triasglieder zu erkennen glaubte.

Daß THEOBALD viel zu sehr schematisiert hatte, darauf wies dann zuerst GÜMBEL hin. Aber eine brauchbare Stratigraphie konnte er dafür nicht liefern. Die Beschreibung einiger Exkursionen bildet den wesentlichen Inhalt seiner Veröffentlichungen von 1891 und 1893. Er erwähnt dort zuerst die Kalkbänke am Scalawege mit den zahlreichen Gastropoden und einem großen Reichtum an Foraminiferen im Dünnschliff, ohne sich jedoch über deren stratigraphische Stellung auszusprechen. Die Überlagerung des Ortlerdolomits durch Kristallin

an der Bocca del Braulio erklärte er für eine Verwerfung; also nicht mehr eine überkippte Mulde wie bei THEOBALD, sondern ein anormaler Kontakt, eine tektonische Linie! Vollständig unverständlich bleibt mir seine Schichtenfolge am P. Umbrail; er hat da entschieden zu viel sehen wollen und zu viel hineingedeutet. Die kristallinen Kappen des P. Chazfora liegen bei ihm merkwürdigerweise nicht über dem Dolomit des Umbrail, sondern tauchen unter ihm auf, ebenso wie das Kristallin „am Sattel gegen den Rimssee", womit offenbar der Passo dei Pastori oder die Bocchetta del Lago gemeint ist. So wurde für ihn die Umgebung des Lai da Rims zu einem Einsturzbecken. Auch am M. Lapare bei Livigno sind seine Deutungen nicht glücklich. Das Rhät dieses Berges ist bei ihm Muschelkalk, die Liasschiefer der Valle Torta sind Rhät; es steht mit dem Dolomit des M. del Ferro in normalem Verbande und wird von dem Muschelkalke des M. Lapare durch eine streichende Verwerfung abgeschnitten! Am M. Motto auf der anderen Seite des Spöl hat er die Verhältnisse, die im wesentlichen dieselben sind wie am M. Lapare, richtiger erkannt und wundert sich daher sehr über das auffallende Fehlen des gesamten mittleren Trias. Zum erstenmal wird hierbei des außerordentlichen Reichtums der Liaskalke an Spongiennädelchen Erwähnung getan. Außerdem veröffentlichte GÜMBEL mehrere Analysen von Gesteinen aus den „Casannaschiefern" sowie Analysen der Mineralquellen von Bormio. Seine Erklärung dieser warmen Quellen dürfte indessen kaum befriedigen.

1896 erwähnt zuerst BÖSE die tektonische Störungslinie südlich unter dem M. del Ferro[1]) und ihre westliche Fortsetzung. Dabei übernimmt er jedoch von GÜMBEL die Liasschiefer der Valle Torta wiederum als Rhät. Die stratigraphischen Aufstellungen BÖSEs (1896 und 1898) für die Graubündner Triasprovinz, besonders für die Dolomite, kranken leider an einer allzugroßen Leichtigkeit der Auffassung und an dem Mangel von genügendem Beobachtungsmaterial.

Dies waren seit THEOBALD die spärlichen Nachrichten, die aus unserem Gebiet vorlagen, als ich 1904 mit einer genaueren Durchforschung begann. Eine solche versprach nach allen bisherigen Erfahrungen manches Neue und Interessante zu bringen.

[1]) Nach GÜMBEL 1893, S. 35 unten, könnte man vielleicht meinen, daß diesem die Priorität zukomme. Man wird indes leicht aus dem Sinne seiner Darstellung erkennen, daß das „N." dort nur ein Druckfehler ist. Aus S. 40 unten geht dies noch deutlicher hervor.

Inzwischen erschienen zwei neuere Arbeiten, die auch unser Gebiet betreffen. Nach einer vorläufigen kurzen Notiz TERMIERS 1904 „Sur les nappes de la région de l'Ortler", 1905 seine „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline" und im Frühjahr 1906 ROTHPLETZ' II. Teil seiner Alpenforschungen, „Die Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse".

TERMIER hat als erster richtig geschildert, wie das Kristallin des Piz Chazfora-Piz Lad auf dem Dolomit des Umbrail schwimmt, wie dieser Dolomit von Kristallin unterlagert wird und dieses wiederum von Dolomit. Er sah darin drei „nappes", Faltendecken, die nach Norden ins Engadin hinüber fortsetzen, deren Wurzeln aber im Süden liegen, so hoch, daß sie die Erosion bereits vollständig zerstört hat. Seine Auffassung ist großzügig und genial; aber, überzeugt von der Richtigkeit seiner Theorie, ist er kein objektiver und gründlicher Beobachter. So sind seine Profile beinahe so naiv wie die THEOBALDs, nur in anderem Sinne. Die Schenkel seiner Faltendecken zeigen eine überraschend vollständige und regelmäßige Schichtenfolge. Die Kürze der Zeit, auf die sich seine Beobachtungen beschränken, verursachte manche Unrichtigkeiten; so brachte er seine Theorie in Mißkredit, trotzdem sie im Prinzip berechtigt war, und fand (cf. HAMMER) nur wenig Verständnis. Sein Verrucano an der Basis der Umbrail-nappe existiert so wenig wie sein Lias im Brauliotale. Und unrichtig ist es, daß die Trias seiner Bormio-nappe von der kristallinen Unterlage und dem Verrucano in regelmäßigem Verbande unterteuft werde.

ROTHPLETZ hat bei der kurzen Zeit, die er auf unser Gebiet verwenden konnte, eine Fülle von Beobachtungen gemacht, die einen gewaltigen Schritt nach vorwärts bedeuten. Es würde zu weit führen, dies alles einzeln anzuführen; dagegen werde ich im Laufe meiner Ausführungen naturgemäß auf manches eingehen müssen, worin ich ihm nicht zustimmen kann. Bezüglich der Stratigraphie hat ROTHPLETZ zum ersten Male ausdrücklich auf die Zwecklosigkeit aufmerksam gemacht, in den Dolomiten, besonders dem „Ortlerdolomit", eine allzu detaillierte Gliederung vornehmen zu wollen. Und ich muß ihm vollständig zustimmen, daß die zurzeit einzig angebrachte Gliederung die in „obertriadischen" und „untertriadischen" Dolomit ist. Eine Abgrenzung beider hat er wohlweislich nicht gegeben und auch selbst die Unterscheidung nicht immer durchführen können. Er erwähnt als erster die Rhätzone in der Valle del Braulio und bricht mit dem von THEOBALD bis auf TERMIER sich forterbenden Irrtum, daß in der Umgebung

der sogenannten „Fonte del' Adda“ und an der Stilfser Jochstraße Lias vorhanden wäre.

ROTHPLETZ zerlegt unser Gebiet in zwei Teile: Das basale Gebirge im Süden und die nördlich daran anstoßende, in das basale Gebirge eingesenkte „Rhätische Schubmasse“. Dem basalen Gebirge im Süden ist bis zum M. Pettini die „eigentliche Trias ganz fremd“; von Alp Trela an nach Osten jedoch ist den kristallinen Schiefern die Trias aufgelagert. „Dieser Triaszug hat durchweg die Form einer liegenden, von West nach Ost streichenden Mulde und dementsprechend stellen sich die kristallinen Schiefer auch wieder über diesem Triaszug als hangender Muldenflügel ein, nämlich am Pedenollo, M. Braulio und Scorluzzo.“ Hier hat ROTHPLETZ die Überschiebung am M. Braulio usw. mit der kleinen Rhätmulde zusammengeworfen und ist so zu einer großen liegenden Mulde gekommen. Sie stößt im Norden an die rhätische Schubmasse und wird von der rhätischen Randspalte jählings abgeschnitten. Diese läuft von Livigno unter dem M. Pettini durch in die Valle di Fraele, biegt infolge einer Querverwerfung in die Valle Forcola und wendet sich aus dieser wieder östlich zum Stilfser Joch. Es dürfte ROTHPLETZ wohl schwer fallen, diesen Verlauf tatsächlich in der Natur nachzuweisen, besonders in der Valle di Fraele! Hätte er die Südseite seiner großen liegenden Mulde besser gekannt, dann hätte er konsequenterweise die „Randspalte“ vom M. Pettini südlich unter den Cime di Plator weiterführen müssen. Dann hätte sich freilich auch vieles seiner weiteren Ausführungen ändern müssen! Auf Einzelheiten wird später einzugehen sein. Die „Rhätische Schubmasse“ „besteht aus einer Reihe von mindestens drei Triasschuppen“. „Die südliche reicht von M. Crapene bei Livigno her ins Val Fraele. Sie besteht aus Dolomit, Kössenern und Lias.“ Diese Schuppe steht aber nach meinen Beobachtungen mit dem Südflügel der Mulde des „basalen Gebirges“ in innigem direkten Zusammenhang und wird von ROTHPLETZ höchst gewaltsam davon getrennt! In der zweiten Schuppe hat ROTHPLETZ teilweise Sachen vereinigt, die meiner Auffassung nach nicht zusammengehören (M. del Ferro und M. Schumbraida-Umbrail). Bezüglich der dritten und nördlichsten Schuppe, der „des Piz Ett und Lad“ stimme ich mit ihm überein, nur nicht mit der Überfaltung aus Nordosten.

TERMIERS Ansichten werden von ROTHPLETZ entschieden bekämpft. Mit Überfaltungsdecken, die von Süden kommen, kann er, der von Osten nach Westen schiebt, sich natürlich nicht befreunden.

Mehr und mehr hat sich die Erkenntnis Bahn gebrochen, daß die in den Westalpen gewonnene Anschauung von der Alpenüberfaltung auch auf die Ostalpen übertragen werden müsse, daß die Überfaltungstheorie auch hier die tatsächlichen Verhältnisse am besten erkläre. Freilich verhalten sich fast die meisten ostalpinen Geologen noch ablehnend; zum Teil wohl nur deshalb, weil sie das Wesen dieser Theorie mißverstehen und damit eine allzu einfache und naive Vorstellung verbinden[1]), oder weil sie vor den letzten Folgerungen, die diese Theorie verlangt, zurückschrecken.

Bei diesem Widerstreite der Meinungen sind aber geologische Studien gerade in jenen Gegenden, in denen das von mir untersuchte Gebiet liegt, nur um so interessanter und dankbarer. Liegen hier die Verhältnisse so, daß sie für oder gegen diese oder jene Auffassung sprechen?

Stratigraphischer Teil.

Das Kristallin.

Unter diesem Begriffe fasse ich alles zusammen, was älter ist als die echten Verrucanokonglomerate. Ich vereinige somit Gneis und alles, was unter dem Namen „Casannaschiefer", „Phyllit" und ähnlichem verstanden wird. Sie zu trennen, hat insofern wenig Zweck, als wir bis zum heutigen Tage tatsächlich noch keine sichere Stratigraphie dieser mannigfaltigen Gesteine besitzen, trotz mancher Versuche. Das von mir untersuchte Gebiet eignet sich zu solchen Versuchen gar nicht, da hier die kristallinen Gesteine hauptsächlich als übergeschobene, z. T. stark reduzierte Faltendecken auftreten; dem kristallinen Vorlande im Süden habe ich mein Augenmerk weniger zugewandt. Dies zu durchforschen, ist eine Aufgabe für sich.

Stets wird der Gneis für älter gehalten als der „Phyllit" oder „Casannaschiefer". Nun ist es aber in unserem Gebiete eine sich wiederholende Erscheinung, daß überall dort, wo die roten Verrucanokonglomerate vorhanden sind, eng mit ihnen verknüpft, einen einheitlichen Komplex bildend, als ihr

---

[1]) So wird z. B. verlangt, daß in den nördlichen Kalkalpen die Schichtenserie doppelt übereinander liegen müsse: einmal normal und einmal darüber verkehrt, und daß man am Nordrande, dem Stirnrande, das Umbiegen sehen müsse.

Liegendes ein schöner, heller Augengneis auftritt. Darunter folgen erst die Schiefer. Man sieht, wie wenig positiven Wert eine Trennung hat. Außerdem wäre in den meisten Fällen auch die Grenze zwischen Gneis und Schiefer eine reine Opportunitätsgrenze. So empfiehlt es sich, in unserem Gebiete entschieden die kristallinen Gesteine alle unter einem Begriff zu vereinigen, um so mehr, als für die Tektonik lediglich ihr prätriadisches Alter in Betracht kommt. In den übergeschobenen Schollen, ja selbst in den kleinen abgequetschten, isolierten Resten mitten im Dolomit kommt fast nie Gneis oder Schiefer ausschließlich vor, sondern immer beide zusammen.

Es erscheint mir als sehr wahrscheinlich, daß in den „Casannaschiefern" viele durch den Gebirgsdruck veränderte und geschieferte Eruptivgesteine stecken (vielleicht alle „grünen" Casannaschiefer?). Oft findet man graugrüne Gesteine, die ganz an Diabas oder Diabasporphyrit erinnern. HAMMER erwähnt aus der Laasergruppe zahlreiche Amphibolitvorkommnisse in den Phylliten. Vielleicht handelt es sich auch bei uns großenteils um solche. Herr Dr. HAMMER hatte die Liebenswürdigkeit, einige Gesteine im Schliffe zu untersuchen. Nach seiner freundlichen Mitteilung sind dies teils Grünschiefer, „in Struktur und Zusammensetzung ganz den Grünschiefern des Zebintales und Confinalekammes entsprechend"; teils Diorit (Foscagnopaß); „Struktur übergehend in die porphyritische durch Idiomorphie der Feldspate und Hornblende, ohne daß es aber zur Ausbildung zweier Generationen kommt; Bestandteile: Plagioklas, zonar gebaut, Rand Oligoklas-Andesin, Kern basischer, aber wegen Zersetzung nicht näher bestimmbar (Randzone meist frisch); grüne Hornblende, oft verzwillingt; sehr wenig Biotit. Das Gestein erinnert sehr an die Diorite, die im obersten Ultental in Begleitung der Porphyrite auftreten". In der Scharte zwischen M. Schumbraida und M. Forcola liegt neben anderen kristallinen Gesteinen — abgequetschte Reste an einer Überschiebungslinie — Diabasporphyrit; „Grundmasse sehr feinkörnig aus Feldspat und ? Quarz, größtenteils zersetzt in Zoisit, Epidot und Glimmer; darin stecken kleine, wenig idiomorphe Einsprenglinge von blaßgrüner Hornblende. Von den Suldeniten unterscheidet sich dieses Gestein durch den Mangel an Feldspateinsprenglingen".

Häufig trifft man in den kristallinen Schiefern Marmore, nicht nur im kristallinen Vorland im Süden, sondern auch in den übergeschobenen Schollen im Norden; doch spielen sie dort nur eine ganz untergeordnete Rolle. Die Marmore sind

weiß, grau, grün, gelblich, seltener fleischfarben, oft hübsch gebändert, z. T. führen sie reichlich Glimmer. Meist enthalten sie mehr oder minder große Tonschmitzen. In der Art und Weise des Auftretens der Marmore konnte ich irgend ein bestimmtes Gesetz nicht erkennen. Die Mächtigkeit der Marmorlager ist sehr schwankend; sie sinkt bis zu Handbreite; Mächtigkeiten von über 100 m, wie sie südlich und östlich von Bormio vorkommen, treten in unserem Gebiete nicht auf. ROTHPLETZ (S. 143) und HAMMER, für die weiter östlich gelegenen Gegenden, vertreten mit Bestimmtheit das paläozoische Alter dieser Marmore. Ich möchte indes die andere Möglichkeit nicht so ganz von der Hand weisen, daß diese Marmore metamorphosierte Triassedimente darstellen. Nachdem wir aus vielen anderen Gegenden Beispiele solcher Metamorphose kennen, müssen wir entschieden vorsichtiger sein und weniger vorschnell im Urteil. Über einen Umstand kommen wir allerdings bei obiger Annahme schwer hinweg, daß nämlich die Marmore keine kohlensaure Magnesia in größerer Menge enthalten, während unter den mesozoischen Sedimenten in der Nähe der Dolomit vorherrscht. Es ist aber entschieden auffallend, daß in dem westlich benachbarten Gebiete, das ZOEPPRITZ bearbeitet hat, solche Marmore ganz fehlen, dafür aber zahlreiche schmale Mulden von unveränderten Triasgesteinen im Kristallin stecken, während bei uns nur eine einzige solche Triasmulde im Süden vorhanden ist (Isolaccia). Es wäre schon aus diesem Grunde wohl möglich, daß die Marmore umgewandelte Triasmulden wären. Ein gelegentliches Vorkommen von etwas Dolomit zusammen mit Marmor am Piano di Vezzola würde sehr dafür sprechen. Nebenbei sei bemerkt, daß man an der Naglerspitze (westliche Ortlergruppe) deutlich sieht, wie aus den dunklen rhätischen Kalkschiefern durch Druck ein gelblicher Kalkglimmerschiefer wird. Würde dieser dort nicht mitten in den Rhätkalken liegen, niemand wäre im Zweifel, einen Marmor aus den kristallinen Schiefern vor sich zu haben!

Verrucano (und Buntsandstein).

Echte Verrucanokonglomerate, wie wir sie auch sonst aus Bünden kennen, und feinkörnige Sandsteine, wohl den Buntsandstein repräsentierend, treffen wir nur im Süden, an der Grenzlinie von Kristallin und Trias.

Die Zusammensetzung ist die allbekannte: Grobe Konglomerate, rot und grün, rot, seltener nur grün oder grau-

Tonfetzen und Milchquarzgeröllen
inkörnigere Sandsteine, rot
enig Feldspat. Die feinkörnigen
ommt nur das eine Profil bei Alp
er den roten groben Konglomeraten.
r den Buntsandstein; eine Abtrennung
r Vereinzeltheit des Vorkommens keinen
de es schwer fallen, eine Grenze nach unten
treffend erscheint es mir aber, auch die groben
mit dem Namen Buntsandstein zu belegen, wie
es tut. Ein derartiges Gestein ist kein typischer
ein. Freilich, die Begriffe schwanken und werden
verschiedenen Autoren in verschiedenem Sinne ange-
. Es erscheint mir als das Zweckmäßigste, diesen ein-
itlichen Konglomerat-Sandsteinkomplex auch einheitlich zu
benennen und ihm einen Namen zu geben, der nicht von vorn-
herein ein nur triadisches Alter verlangt wie „Buntsandstein“.
Mit Recht bemerkt ZOEPPRITZ, „der Name ‚Verrucano‘ bietet
den Vorzug, daß jeder Geologe, der ihn hört, sich sofort eine
Bildung wesentlich klastischer Natur darunter vorstellt, die er
wenigstens ungefähr an die Schwelle von Paläozoikum und
Mesozoikum zu stellen gewohnt ist“.

Das Vorkommen des Verrucano beschränkt sich im Süden auf zwei schmale Streifen südlich unter dem M. Lapare-Crapene und dem Ostgrate des M. Crapene, auf ein ganz kleines Vorkommen in einer Rinne unter dem Kamm M. Torracia-M. Pettini, auf Alp Trela und Umgebung sowie auf die beiden Terrassen oberhalb Premadio; alles längs der vorhin erwähnten Linie; dabei mag noch manches unter Schutt begraben sein.

Die Aufschlüsse bei Alp Trela sind vorzüglich dazu geeignet, die nach oben hin zunehmende Feinkörnigkeit zu studieren. Es sind überhaupt die einzig guten Aufschlüsse im Verrucano. Die gesamte Mächtigkeit beträgt dort gut 200 m. Der Verrucano liegt nicht etwa direkt auf den „Casannaschiefern“, sondern auf einem hellen Gneis. Dieser Gneis bildet mit dem roten Verrucano einen einheitlichen Komplex; man glaubt zuerst lediglich einen entfärbten Verrucano vor sich zu haben. Der gleiche Gneis tritt mit dem Verrucano zusammen — stets unter ihm, aber über den Casannaschiefern — unter dem M. Lapare, Crapene und dessen SO-Grat auf.

Der echte, sich durch seine Beschaffenheit sofort als solcher zu erkennen gebende Verrucano fehlt an anderen Punkten unseres Gebietes vollständig. Niemals treffen wir den Verrucano in den übergeschobenen Schollen zwischen

Kristallin und Dolomit, so, wie es TERMIER auf seinen Profilen angibt. Nur am Piz Lad, auf seinen bewaldeten Nordhängen oberhalb St. Maria, dort gehen die kristallinen Schiefer nach oben in eine Gesteinsfolge über, die manchesmal auffallend an den Verrucano der Glarner Alpen erinnert. Es ist, besonders bei der starken Waldbedeckung, unmöglich, eine Grenze anzugeben, wo die kristallinen Schiefer aufhören, und wo der fragliche Verrucano beginnen soll. Und oft fragt man sich, ob man das vorliegende Gestein, selbst nahe an der Grenze gegen den Dolomit, nicht besser als kristallinen Schiefer bezeichnen soll. Das herrschende Gestein ist ein sehr feinkörniger, gelblich bis silbergrauer Schiefer mit viel Glimmer, sehr feinschiefrig und außerordentlich zum Abblättern neigend. Seine klastische Natur offenbart sich erst im Schliffe. Manchmal, wie besonders bei Punt Teal an der Umbrailstraße, findet man einen hellgrauen, grobkörnigeren Schiefer mit dunklen, tonigen, länglichen Schiefereinschlüssen. Vermißt wird hier in dem Eck zwischen Val Vau und Val Muranza jenes schöne, grobklastische, meist grüne Gestein, wie es weiter im Westen, von St. Maria talaufwärts zum Ofenpaß, an Verbreitung gewinnt. Es bildet dort auf der rechten Seite des Münstertales die Unterlage des Triasdolomites vom P. Turettas und seinem östlich ausstrahlenden Kamm. Man sollte erwarten, dieses Gestein auch als Unterlage der Piz Lad-Trias[1]) wiederzufinden, so, wie man auf THEOBALDs Karte den Verrucanostreifen sich kontinuierlich über Val Vau hinüber, um den Piz Lad herum und hoch ins Muranzatal hinaufziehen sieht; aber es fehlt hier so gut wie vollständig. Nur ab und zu trifft man in der Val Vau auf der Strecke von Val Mott abwärts ein Gestein, das den Eindruck eines durch Gebirgsdruck stark veränderten grobklastischen grünen Verrucanos macht, wie wir ihn von der Ofenpaßgegend kennen. Sonst aber besteht die Unterlage der Trias des Piz Lad nur aus den oben erwähnten Gesteinen. Sie reichen bis Punt Teal; im oberen Muranzatal, von Punt Teal aufwärts, ist von ihnen oder auch von typischem Verrucano keine Spur vorhanden. Der Dolomit liegt dort direkt auf Gneis oder Phyllit.

---

[1]) Genauer: Des unteren Dolomites am Piz Lad.

Die Triasdolomite.

Weitaus der größte Teil des untersuchten Gebietes besteht aus Triasdolomit. Es ist sehr schwer — auch absehend von einer stratigraphischen Parallelisierung — innerhalb dieser Dolomite eine lokale Gliederung vorzunehmen. Durch die Gleichförmigkeit in der Ausbildung ist dies nur in besonderen Fällen möglich. Fossilien fehlen so gut wie vollständig. Lagerungsverhältnisse aber sind in diesen stark gestörten Gebieten nur mit der allergrößten Vorsicht als Grundlage für die Schichtenfolge zu benutzen. Dabei bin ich mir auch wohl bewußt, daß gerade in dem hier hauptsächlich in Betracht kommenden Teile zwischen Val Vau, Muranza, Braulio und Fraele die Verhältnisse weit komplizierter sein werden, als es — da es sich eben um Dolomitkomplexe handelt — den Anschein hat.

Viel schwieriger noch als eine lokale Gliederung ist die Ausscheidung bestimmter Triashorizonte. Ohne von Fossilfunden unterstützt zu werden, würde man sich hierbei auf petrographische Ähnlichkeiten und Ähnlichkeiten im Habitus mit benachbarten Gebieten verlassen müssen; ein Verfahren, das überhaupt, und besonders wenn es sich um Triasdolomite handelt, nur in Ausnahmsfällen angewandt werden darf und auch dann noch oft ein sehr unsicheres sein wird. Es führt nur allzuleicht zu falschen Resultaten. In anderen Gegenden Bündens ist, auch von neueren Beobachtern, wiederholt der Versuch gemacht worden, die Triasdolomite genauer zu gliedern und bestimmte Altersangaben zu machen. Dort mögen es die Verhältnisse erlauben, doch wird auch da meistens eine große Unsicherheit zugegeben; teilweise sind gewiß viele Fehler dabei untergelaufen. Man braucht nur die verschiedenen, sich so oft widersprechenden Ansichten mehrerer Beobachter über einen und denselben Punkt miteinander zu vergleichen, um sich stets eine gewisse Skepsis zu bewahren.

THEOBALD hat überall die gesamten Triashorizonte gesehen und ausgeschieden. Fernerstehenden mag unsere Unsicherheit im Vergleich zu seiner Sicherheit als ein Rückschritt erscheinen; wer die Verhältnisse kennt, wird sie begreifen. Und die Erkenntnis von Unzulänglichkeiten unseres Wissens bedeutet doch eher einen Fortschritt als einen Rückschritt! Der Wissenschaft ist jedenfalls mehr damit gedient, wenn man Fragen offen läßt, statt mit einem Anschein von Sicherheit Zweifelhaftes vorzutragen, auf dem dann andere in gutem Glauben weiterbauen.

So unterscheide ich lediglich zwischen untertriadischem Dolomit und obertriadischem Dolomit, ohne jedoch von ersterem eine obere und von letzterem eine untere Grenze angeben zu können. Ein geschlossenes Profil, in dem beide übereinander lägen, gibt es nicht. Ein Raibler Horizont ist nicht nachweisbar.

Untertriadischer Dolomit.

a) Im Süden des Gebietes.

Bei Alp Trela, am Eingange in die Valle Corta, liegt über den letzten grauen Verrucano- (resp. Buntsandstein-) Bänken zunächst eine dünne, tonige, dolomitische Schicht, die noch in großer Menge Quarzkörner enthält; im Bruch ist sie dunkelgrau, auf der Oberfläche fettig, gelb, manchmal mit einem Stich ins Rote und Grüne; die Quarzkörner erscheinen als kleine dunkle Punkte. Verschwinden die Quarzkörner, dann macht das Gestein im Bruche den Eindruck eines dichten, etwas mergeligen Kalkes; mit verdünnter Salzsäure braust es nur wenig.

Darüber folgt eine Dolomitbreccie aus ziemlich gleichartigem Material; dunkel im Bruch. Verwitterungsfarbe bräunlich bis rotbraun. Die Breccienstruktur ist nur auf der Oberfläche deutlich wahrzunehmen. Ob es eine primäre Sedimentationsbreccie ist, wage ich nicht bestimmt zu behaupten; wahrscheinlich ist es mir. Das Aussehen dieses Gesteins ist sehr charakteristisch. Ganz ähnliche Breccien finden sich häufig — auch im Norden —, ob sie aber alle dem gleichen Niveau angehören, ist fraglich. Sie scheinen jedoch nach allem, was ich in unserem und in benachbarten Gebieten beobachten konnte, immer einem untertriadischen Dolomit anzugehören.

Über diesen Breccien folgt eine Bank hellgrauen Dolomits; im Bruch schwarz. Auf der Oberfläche ist er stellenweise übersät mit kleinen, gelblichweißen Pünktchen. Bei näherem Suchen findet man unter ihnen — an der rechten Seite am Eingang von Valle Corta — Diploporen, die jedoch keine Bestimmung zulassen. (Es ist der gleiche Diploporendolomit wie ZOEPPRITZ' „Wetterstein" vom Casannapaß [S. 23].)

Darüber liegt ein dünnbankiger, dunkler, sandig sich anfühlender, im Bruch schwarzer, zuckerkörniger Dolomit.

Dann folgen, durch ihre weiche Beschaffenheit auf beiden Talseiten Veranlassung zur Bildung einer Rinne gebend, graue, mergelige, dünnbankige Dolomite, reich an Ton- und

Bitumen- (Asphalt-) Schmitzen; oft brecciös: die grauen, mergeligen Dolomite liegen als Knollen bis zu Kopfgröße in den dunklen Asphaltschiefern. Eine Verknetung durch Gebirgsdruck hat dabei mit eine große Rolle gespielt. Sehr schön tritt hier auch die Erscheinung zutage, daß das weichere, nachgiebigere Gestein verbogen und gefaltet ist, während der harte Dolomit auf beiden Seiten — fast senkrechte Stellung! — keine Faltung zeigt.

Darüber folgt ein hellgrauer, im Bruch grau bis dunkelgrauer, dichter Dolomit ohne deutliche Bankung. Häufig sind darin organische Reste. Der Erhaltungszustand ist jedoch ein derartiger, daß man manchmal nur gerade noch erkennen kann, daß Zweischaler darunter sind; sonst sind es kaum mehr als weiße Dolomitspatflecken im dunklen Gestein. ROTHPLETZ (S. 145) spricht von „mytilusähnlichen Bivalven und Diploporen". Ich selbst fand keine derartigen Stücke, daß ich mir zu entscheiden getraute, ob die runden Querschnitte wirklich von Diploporen herrühren. Auch ROTHPLETZ fiel es auf, daß „das hellgraue Gestein von weißen Dolomitgängen durchsetzt ist, die zwischen den Dolomitrhomboëdern kleine, pechschwarze, fettglänzende Asphaltmassen einschließen". — Diese grauen Dolomite besitzen eine ziemliche Mächtigkeit. Sie halten an bis zur Vereinigung von Valle Corta und Valle Lunga. Sie fallen steil, fast senkrecht nach Süden und dürfen nicht etwa, wie ROTHPLETZ es getan, als das normale Liegende der nordfallenden Dolomitbänke der Cima di Scopa (westlichster Gipfel der langen Kette der Cime di Plator) betrachtet werden! Man vgl. später im tektonischen Teil!

Im Südhange des Monte Pettini finden wir Quarzausscheidungen und bimssteinartig verwitternde Hornsteine in dem untertriadischen Dolomit, der von Valle Corta nach Westen streicht; die Asphaltschiefer lassen sich nicht weiter nach Westen verfolgen.

Zieht man den normalen Verband mit dem Buntsandstein in Betracht, dann wird man wenigstens den unteren Teil des Dolomits von Valle Corta in den Muschelkalk stellen. Wie weit man dies aber nach oben ausdehnen darf, ob auch die grauen Dolomite über den Asphaltschiefern noch dazuzurechnen sind, darüber fehlt jeder sichere Anhaltspunkt.

Über die Zusammengehörigkeit des Dolomits, der unter dem M. Lapare-Crapene, auf der Seite von Livigno sowohl wie von Trepalle, den Verrucano überlagert, mit dem südlich unter dem Monte Pettini und dem von Valle Corta, dem des Pfeilers unter den Punkten 2931 und 2944, des Sasso di Prada

und der Terrassen oberhalb Premadio vergleiche man im tektonischen Teil; ebenso über die Triaswand von Isolaccia.

Was mich bestimmt, alle diese eben genannten Dolomitvorkommnisse für untertriadisch zu halten, ist, abgesehen von dem ja leicht trügenden Habitus, der Verband mit Verrucano und das Auftreten der gleichen tonig-bituminösen-brecciösen Schichten wie in der Valle Corta (Sano di Prado, Terrassen oberhalb Premadio, Isolaccia). In der ersten Terrasse oberhalb Premadio kommt im Verein mit diesen eben erwähnten Schichten Gips vor.

Eine untere Rauhwacke fehlt hier im Süden überall!

b) Im Norden des Gebietes.

Lediglich zum Unterschied von dem obertriadischen, und ohne ihnen damit eine bestimmte stratigrapische Stellung in der Trias geben zu wollen, nenne ich alle Dolomite in dem Stücke zwischen Val Vau, Val Muranza und Valle di Fraele, soweit sie sich vom obertriadischen unterscheiden, ebenfalls untertriadischen Dolomit. Kristallin und Dolomit bauen die dortigen Berge auf. Es sind Faltendecken — Schuppen, wenn man will —, die Schichtenfolge ist sehr unregelmäßig; ein Gebiet der Ausquetschung. Verrucano fehlt fast immer zwischen Kristallin und Dolomit. Somit ist es beinahe unmöglich, sich dort über die Dolomite, über Lagerung, ob verkehrt oder normal, ein klares Bild zu machen. Der Schlüssel zum Verständnis liegt am Piz Lad.

Auf die fraglichen Verrucano-Schichten in der Nordseite des Piz Lad (siehe oben) lagern sich zunächst graue, dünnbankige, mürbe, brüchige Dolomite in einer maximalen Mächtigkeit von ca 100 m. Die unteren Partien sind durch gelbliche bis rotbraune Verwitterungsfarbe ausgezeichnet; zuweilen mit braunen Tonflecken auf der Schichtfläche. Stellenweise liegen schmale Gipslager in diesen Dolomiten. Zuweilen nimmt das Gestein eine rauhwackige Beschaffenheit an; es wird löcherig und porös, ohne daß es jedoch zu einer durchgehenden Rauhwackenbildung kommt.

Über diesen Dolomiten liegt ein grünes, zum Teil geschiefertes Gestein. Überlagert von Rauhwacke, nur einige 10 m durchschnittlich mächtig, macht es den Eindruck einer normal in der Trias liegenden Schicht, zumal man es immer von der gelben Rauhwacke begleitet durch den ganzen Nordhang des Piz Lad sich hinziehen sieht. Schon THEOBALD meint, daß

diese Schichten zum Teil „fast wie Spilit aussehen; da man aber diese Schichten über eine Stunde fortstreichen sieht, so ist wohl an kein Eruptivgestein zu denken". Doch kann man bei näherer Betrachtung dieses Gesteins — auch ohne Schliff — über seine eruptive Natur kaum in Zweifel bleiben. Man wird sich anfänglich vielleicht zu der Annahme verführen lassen, als habe man es hier mit Eruptivdecken in der Trias zu tun, ähnlich südalpinen Verhältnissen. In Wirklichkeit aber liegt hier ein Gestein aus dem kristallinen Grundgebirge vor; sein Auftreten bezeichnet eine Störungslinie; die Nordseite des Piz Lad besteht aus zwei Schuppen — abgesehen von der kristallinen Kappe des Gipfels. Der untere gipsführende Dolomit darf mit dem höherliegenden nicht kombiniert werden.

Die Rauhwacke über dem grünen Gestein dürfen wir wohl mit ziemlicher Sicherheit als untere Rauhwacke ansprechen. Sie ist hauptsächlich gelb, seltener grau, löcherig und zellig, enthält oft große Dolomitbrocken und weichen Dolomitstaub. Es paßt auf sie genau die Beschreibung, die ZOEPPRITZ von seiner unteren Rauhwacke gibt; Tonschiefereinschlüsse fehlen zwar, dagegen enthält sie kristalline Gesteinsbrocken. Am Piz Lad selbst freilich nicht, sondern erst dort, wo sie beinahe die Talsohle der Val Muranza erreicht hat, und weiter dann im Osten auf der anderen Talseite. Als Baustein findet diese Rauhwacke vielfach Verwendung; an den Häusern von St. Maria hat man Gelegenheit, die kristallinen Einschlüsse zu studieren.

Schon vom Tale aus auffallend, durchzieht das gelbe Rauhwackenband in ca 2300 m Höhe ziemlich horizontal die Nordwand des Piz Lad, sinkt dann auf seiner Ostseite erst allmählich, dann ziemlich steil und unvermittelt in die Val Muranza hinab und setzt jenseits des Tales weiter. Auch im Westen zieht es, der Val da Plaun della Fracha folgend, plötzlich steil in die Tiefe. In ca 2100 m Höhe übersetzt es den Tobel und ist jenseits noch ein kleines Stück sichtbar; dann aber hindern Schutt und Legföhren an weiterer Beobachtung. Ich glaube auch nicht, daß es noch weit am Westfuße des P. Mezdi hinzieht. Die Rauhwacke muß ungefähr in der Gegend, wo Val Madonna einmündet, vielleicht auch etwas unterhalb, die Val Vau überqueren, um dann unterhalb von P. 2612 — die Gegend von „Joet" der Schweizer Karte — und weiterhin gegen den Piz Turettas ihre Fortsetzung zu finden. Auch da ist die gelbe Rauhwacke schon vom Tale aus gut verfolgbar.

Eine ähnliche Rauhwacke wie am Piz Lad treffen wir im

ganzen Gebiete nur noch im Hintergrunde der Valle Forcola, in ihrem linken Talast, als schmalen Streifen.

In der Folge von Dolomiten, die über der Rauhwacke liegen und die Berge rings um den Lai da Rims und weiter bis zum P. Schumbraida fast ausschließlich zusammensetzen — soweit nicht übergeschobenes Kristallin in Betracht kommt — lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: ein „gelber Dolomit“ und ein „grauer Dolomit“, die jedoch nicht immer auseinanderzuhalten sind.

Die „gelben Dolomite“ sind vorwiegend verhältnismäßig dünnbankig; die Verwitterungsfarbe ist hellgrau und gelblich; auf den Schichtflächen finden sich oft Tonbezüge. Häufig sind Tonschieferlagen, zum Teil auch Mergelkalke zwischen den Dolomitbänken eingeschaltet. Wir treffen solche im Dolomit des Pizett, Piz Lad, P. Mezdi, unter der Steilstufe des Lai da Rims und in den untersten Wänden des M. Pravedir. Ferner oberhalb der Casa Forcola zwischen den beiden Talästen der Valle di Forcola. Mit ähnlichen Tonschieferbänken an der Basis des Rhät dürfen diese hier nicht verwechselt werden! Sie verwittern oft ganz ähnlich, sind im Bruch aber niemals so dunkel wie die rhätischen.

Im Gegensatze zu dem „gelben“ ist der „graue Dolomit“ klotziger, die Bänke sind mächtiger oder die Bankung tritt fast ganz zurück; die Felsen, die er bildet, sind wilder, zerhackter — jedoch nicht immer. Farbe grau bis bräunlichrot. Am linken Talgehänge von Rims pitschen sehen wir ihn den gelben Dolomit überlagern, bei dem Felskopf nördlich des Wortes „Rims“ der Schweizer Karte. Östlich von diesem, zum Pizett hinüber, besteht alles aus „gelbem“ Dolomit. Die Hänge sind glatt, gleichförmig, wenn auch steil, während mit dem grauen Dolomit die Schrofen beginnen. Dieser zieht als steiler Wandgürtel unter Piz da Rims und Piz Chazfora hinüber zum Umbrail. Der Umbrail, die Punta di Rims[1]), P. 2860, Piz del Lai, P. 2817 und zum Teil der Monte Schumbraida bestehen aus dem gleichen „grauen“ Dolomit. Am Monte Schumbraida liegt zu oberst auf dem Gipfel ein sehr heller Dolomit, regelmäßiger gebankt, voll weißer Punkte. ? organischer Reste. Der Monte Solena besteht auf seiner Nordseite aus gelbem Dolomit.

Im Dolomit des Umbrail stellt sich eine Breccie ein, die aus größeren und kleineren eckigen Dolomitbrocken besteht. Unter diesen fällt besonders ein dunkler, sandiger, dünngestreifter

[1]) Piz da Rims und Punta di Rims sind nicht zu verwechseln!

Dolomit auf, wie ich ihn als Bänke im „grauen Dolomit“ kenne. HAMMER hält die Umbrailbreccie für eine primäre Sedimentationsbreccie, „die dann noch ein zweites Mal durch tektonische Vorgänge brecciös geworden“. Ich möchte sie eher nur für eine Reibungsbreccie halten. GÜMBEL vergleicht sie mit der der Radstätter Tauern. Nach neueren Untersuchungen soll deren Natur als Reibungsbreccie sicher sein. Für die Annahme, daß die Umbrailbreccie eine reguläre Sedimentationsbreccie wäre und einem bestimmten Horizonte angehöre, spräche der Umstand, daß genau die gleiche Breccie sich auch im Plessurgebirge findet, z. B. beim Abstieg von der Maienfelder Furka nach Arosa. Sie liegt dort in HOEKS[1]) „Wetterstein“. Auch dort fallen unter den Komponenten die feingestreiften Dolomite auf.

Der ganze Dolomit des Umbrail und überhaupt der ganze Kamm bis zur Cima della Casina zeichnet sich durch weitgehende Zerrüttung und Zertrümmerung aus. Mit Recht hat TERMIER (S. 248) für den Umbrail dies hervorgehoben; wenn er aber an der gleichen Stelle behauptet: „Les calcaires triassiques de l'Umbrail ne diffèrent en rien, quant au facies, des calcaires de la nappe Bormio-Ortler“, so muß ich dem ganz entschieden widersprechen. Der Dolomit des Cristallokammes, den er meint, den man auf der Stilfser Joch-Straße von den alten Bädern bei Bormio an zu studieren reichlich Gelegenheit hat, ist wohl verschieden von dem des Umbrail.

Nach früheren Autoren liegt der Dolomit des Umbrail regelmäßig auf dem Kristallinen. Was THEOBALD und GÜMBEL alles an der Grenze zwischen beiden gesehen haben wollen, davon konnte ich mit dem besten Willen absolut nichts beobachten. Zwar ist der Kontakt selbst mit Schutt überdeckt, aber soviel läßt sich doch sagen, daß jegliche „Zwischenschichten“ fehlen, und der Dolomit direkt auf den kristallinen Schiefern liegt. Der „gelbe Dolomit“, den wir weiter nördlich am Pizett noch unter dem „grauen“ beobachten konnten, ist schon längst verschwunden, wir treffen ihn erst wieder drüben in der V. di Forcola. Will man nicht an eine tektonische Ausquetschung des liegenden „gelben“ Dolomits glauben, so muß man annehmen, daß der „graue“ am Umbrail transgrediere. Die Breccie etwa als Beweis für eine Transgression anzuführen, ist nicht angängig, denn niemals finden wir in ihr kristalline Komponenten, sondern nur Dolomit aufgearbeitet. Wenn wir sie als Sedimentationsbreccie gelten lassen wollen, dann muß

[1]) Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIII und XVI.

sie Niveauschwankungen während des Absatzes der Dolomite selbst ihre Entstehung verdanken. Sie muß jünger sein als gewisse Bänke des grauen Dolomits, da diese in ihr aufgearbeitet sind.

Am Südfuße der Punta di Rims, die ganz aus „grauem“ Dolomit, ohne „gelben“ darunter, besteht, liegt ein Gipslager. THEOBALD hält ihn für Raibler Gips und zeichnet darunter die gesamten Triasglieder ein. Daß dies den Tatsachen absolut nicht entspricht, darauf hat bereits ROTHPLETZ hingewiesen. GÜMBEL benützt dieses Gipslager zur Stütze seiner Auffassung, nach welcher der Dolomit des Umbrail dem Muschelkalk angehören soll. Ein klares Bild von den Lagerungsverhältnissen dieses Gipses zu bekommen, ist wegen der Schuttbedeckung leider unmöglich. Auf dem Rücken jedoch, der von der Bocchetta di Forcola zur Punta di Rims hinaufzieht, sehen wir, daß der Gips direkt den kristallinen Schiefern — und zwar hier Gneis! — aufliegt. Und über dem Gips folgt nicht etwa sofort der Dolomit der Punta di Rims, sondern nochmals etwas Gneis! Ich erblicke in diesen Lagerungsverhältnissen die Wirkung tektonischer Vorgänge (siehe auch im tektonischen Teil). Für die Altersbestimmung des Dolomits von Punta di Rims und P. Umbrail ist dieses Gipslager nicht brauchbar, schon weil es mit dem Dolomit nicht in direktem Verbande steht. Nachdem HAMMER wiederholt und von verschiedenen Stellen Gipse aus den Phylliten erwähnt, muß auch die Möglichkeit berücksichtigt werden, daß der Gips unter der Punta di Rims gar nicht in die Trias gehöre. Ich kann mich indes noch nicht entschließen, die HAMMERsche Auffassung über das prätriadische Alter fraglicher Gipse anzunehmen, und möchte die Möglichkeit nicht von vornherein von der Hand weisen, daß die Gipslager in den Ultentaler Alpen, der Laaser und der südlichen Ortlergruppe im Verein mit den Marmoren Triasreste darstellen zwischen übereinandergeschobenen Schollen.

Wenn ich nun über das Alter der „gelben“ und „grauen“ Dolomite eine Meinung äußern soll, so tue ich dies mit dem vollen Bewußtsein, mich dabei auf höchst unsicherem Boden zu bewegen. Fossilien fehlen vollständig; aber es fehlt auch an einer hangenden Schicht, die uns erlauben würde, das Alter dieser Dolomite nach oben abzugrenzen. Der von Rhät überlagerte Hauptdolomit gehört einer tieferen Scholle an; und nirgends traf ich unter ihm als sein normales Liegendes Schichten, die ich sicher als „grauen“ oder „gelben“ Dolomit wiedererkannt hätte.

Die gelbe Rauhwacke ist ja sehr wahrscheinlich untere Rauhwacke. Es wäre aber immerhin möglich, daß die Trias hier erst mit einem höheren Niveau beginnt. Denn ob die Rauhwackenbildung wirklich nur an die beiden Horizonte der unteren Rauhwacke und der Raibler Rauhwacke gebunden ist, das wissen wir doch nicht so ganz bestimmt, als es gewöhnlich angenommen wird. Ich glaube indes doch, daß hier die gelbe Rauhwacke wirklich untere Rauhwacke ist, und daß demnach der „gelbe" Dolomit zum mindesten den Muschelkalk vertritt. Bestärkt werde ich in dieser Auffassung dadurch, daß unter dem Lai da Rims unmittelbar über den Tonschieferbänken, die ja im „gelben" Dolomit häufig, die gleichen tonig-bituminösen-brecciösen Schichten auftreten, wie wir sie von der Südseite des Gebietes aus der Untertrias kennen. Tonschieferbänke werden übrigens von SCHILLER und PAULCKE aus dem Muschelkalke oder -Dolomit erwähnt, nicht nur aus dem Raibler Niveau, und scheinen nach HAMMER in der Ortlergruppe ebenfalls ein ziemlich tiefes Niveau einzunehmen.

Ob nun die „grauen" Dolomite noch dem Muschelkalke oder bereits der ladinischen Stufe[1]) angehören, oder ob diese

[1]) Absichtlich vermeide ich die Bezeichnung „Wetterstein". ROTHPLETZ hat meines Erachtens nach ganz recht, daß man nicht, wie dies in Graubünden bereits üblich geworden, einen Dolomit „Wetterstein" nennen soll, nur um ein postuliertes Alter auszudrücken; aus demselben Grunde, warum man z. B. den Schlerndolomit und den Esinokalk, beide ja auch zwischen Muschelkalk und Raiblern gelagert, nicht Wetterstein nennt. „Muschelkalk" und „Raibler" hat man sich gewöhnt als Altersnamen anzuwenden; „Wetterstein" aber ist ein Faciesbegriff. Es ist ja eigentlich nur ein Streit um Worte und Namen, und ROTHPLETZ übertreibt und mißversteht SCHILLER, wenn er meint, letzterer wolle im Rhätikon die Existenz von echtem Wettersteinkalk behaupten und die durch v. RICHTHOFEN nachgewiesene Vertretung des echten Wettersteinkalkes durch die Arlbergschichten „kurzerhand aus der Welt schaffen" (S. 131). Nachdem aber seit v. RICHTHOFEN sich für das faciell verschiedene Äquivalent des echten Wettersteinkalkes der Name Arlbergkalk resp. -dolomit eingebürgert hat, ist es in der Tat nicht angängig, wieder den Namen Wetterstein als Altersnamen anzuwenden für eine Schichtserie, die petrographisch von ihm verschieden und in dieser Beziehung eher noch dem Arlbergdolomit nahesteht. — Nicht übereinstimmen kann ich aber mit ROTHPLETZ, wenn er (S. 73) auch den Namen „Hauptdolomit" auf faciell gleichartige Schichten beschränkt wissen will. Man hat noch überall einen Dolomit, der zwischen Raiblern und Rhät liegt, so genannt. So werde auch ich den obersten Teil des obertriadischen Dolomits der Kürze halber und um auszudrücken, daß es sich um keinen älteren Dolomit handelt, sondern um einen nahe am Rhät, im Texte öfter Hauptdolomit nennen. Übrigens hat es ROTHPLETZ selbst so gemacht! Dabei bin ich mir recht wohl bewußt, daß mein Hauptdolomit von dem der Bayerischen Alpen petrographisch verschieden

schon tiefer beginnt oder erst höher, oder ob eine Lücke in der Schichtenfolge vorliegt (wie FRECH, freilich ohne dies irgendwie beweisen zu können, für die Ortlergruppe annimmt), ob ferner die karnische Stufe fehlt oder nur nicht als solche erkennbar ist, über alle diese Möglichkeiten lassen sich zwar eine Menge Vermutungen anstellen; um diese aber irgendwie zu stützen, dazu eignen sich die Verhältnisse in diesem Gebiete gar nicht. Eine Kombination mit dem Hauptdolomit des Cristallokammes und seiner westlichen Fortsetzung ist, wie oben schon erwähnt, unzulässig.

Erwähnt muß noch werden, daß die Tonschieferbänke unseres untertriadischen Dolomits eine große Ähnlichkeit mit den „Raiblern" am benachbarten Ofenpasse besitzen. Auch dort liegen Tonschieferbänke im Dolomit; und eine solche Bank wird besonders mächtig durch Einschaltung von Sandsteinen und Mergelkalken, die ziemlich viele, aber sehr schlechte Fossilien enthalten. Ob wir es aber am Ofenpaß wirklich mit Raiblern zu tun haben, das ist eine andere Frage. So sicher, wie GÜMBEL und BÖSE dies darstellen, ist es nicht. Die Fossilien gestatten eine genaue Altersbestimmung keineswegs. ? *Gonodon* und ? *Corbis* beweisen natürlich nichts. Ich selbst fand an bestimmbaren Fossilien nur Stielglieder von *Pentracinus tyrolensis* oder *Fuchsii*, die beide ja bereits tiefer als Raibler, nämlich in den Cassianern vorkommen. Warum sollte nicht hier ein tieferer Horizont als gerade Raibler einmal fossilführend sein? warum ausgerechnet Raibler? So viel ich weiß, kommt auch in den echten Arlbergschichten ein ähnlicher solcher Horizont vor, älter als Raibler. Es erscheint mir auch nicht sehr wahrscheinlich, daß die „Raibler" vom Ofenpasse als abgesunkene Scholle, wie BÖSE annimmt, im Muschelkalkdolomit liegen; ich glaube eher an normale Lagerungsverhältnisse. Die Gegend des Ofenpasses harrt noch einer genaueren Untersuchung. — Wären aber die Tonschieferdolomite wirklich Raibler Schichten, dann gibt es nur zwei Möglichkeiten: 1. Die gelbe Rauhwacke ist Raibler Rauhwacke, die Trias beginnt erst mit der karnischen Stufe, der „graue" Dolomit ist norisch. Dem widerspricht aber der sonst allgemein gültige Erfahrungssatz, daß die Rauhwacke sonst die Raibler Schichtenfolge nach oben abschließt. 2. Es liegt alles verkehrt, der „graue" Dolomit ist ladinisch.

---

ist. Wohl aber gleicht er dem von Vorarlberg, den noch niemand trotz seiner petrographischen Verschiedenheit von dem der Bayerischen Alpen anders als „Hauptdolomit" genannt hat.

Dem widerspräche die anscheinend normale Auflagerung der Rauhwacke auf dem kristallinen Streifen im Piz Lad. Aus all dem erscheint mir doch ein Raibler Alter von Rauhwacke und Tonschieferdolomit unwahrscheinlich.

Neuerdings hält SPITZ auf Grund von Pentacrinusfunden und petrographischer Ähnlichkeit mit anderen Vorkommen die fraglichen Schichten am Ofenpaß für Rhät. Seine abschließenden Untersuchungen darüber sind noch abzuwarten. Nach dem, was ich von Rhät kenne, kann ich mich seiner Meinung noch nicht anschließen. Sollte sich aber seine Auffassung in der Folge bestätigen, so würde in unserem Gebiete die Stratigraphie noch unsicherer und die Tektonik viel komplizierter werden; denn daß unsere Tonschiefer und Mergelkalke aus dem untertriadischen Dolomit, zum mindesten die unter dem Lai da Rims, mit denen vom Ofenpaß ident sind, scheint mir ziemlich sicher.

Obertriadischer Dolomit.

(Zum Teil Hauptdolomit.)

Charakteristisch für den obertriadischen Dolomit, vor allem für die oberen Partien, ist: ausgezeichnete Schichtung und auffallender Wechsel von hellen und dunklen Bänken. Im Bruch sind die Dolomite fast stets schwarz, bald dicht, bald sandig und zuckerkörnig. Die Bankung wird besonders deutlich dadurch, daß häufig zwischen den dickeren Bänken, deren Schichtflächen dann meist korrodiert sind, weiche, mürbe, dünnplattige, tonige, wohl auch etwas bituminöse, dolomitische Lagen auftreten. Sie sind stets dunkel, schwarz und braunschwarz. Häufig sind Streifendolomite, dichte dunkle Dolomite mit hellen Streifen auf der angewitterten Oberfläche. Sie erinnern in der ganzen Erscheinung an Vorkommnisse in den Seefelder Schiefern und anderwärts im Hauptdolomit der Nordalpen.

Häufig auch — anscheinend nicht an einen bestimmten Horizont gebunden — sind ? Lithodendronbänke! Ungefähr parallele, wohl auch etwas geschwungene, zuweilen verzweigte hellere Äste durchziehen einen dunklen sandigen Dolomit; es ist ganz das Bild eines Lithodendronstockes. Eine Korallenstruktur ist jedoch nicht mehr zu erkennen, da alles in Dolomit umgewandelt. LORENZ[1]) und SCHILLER er-

[1]) Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XII.

wähnen derartige Gebilde aus ihrem Hauptdolomit, HOEK[1]) aus seinem „Wettersteindolomit". Für die Stratigraphie besitzen sie keinen Wert, auch nicht für eine lokale Gliederung, da sie anscheinend an keinen bestimmten Horizont gebunden sind.

Zuweilen treffen wir eine Breccie, hier zweifellos eine primäre Sedimentationsbreccie, nur aus Dolomitkomponenten bestehend. In einer homogenen, oberflächlich graublau verwitternden Grundmasse liegen hellere und dunklere, stets abgerundete Brocken. Diese Breccie ist wohl verschieden von der des Umbrail! Die Brecciennatur tritt nur auf der angewitterten Oberfläche deutlich hervor.

Wiederholt sind Kalkbänke im Dolomit eingeschaltet. Besonders auffallend ist ein Horizont von dünnplattigen, kalkigen, mit verdünnter Salzsäure lebhaft aufbrausenden, etwas tonigen Schiefern. Im Bruch sind sie intensiv schwarz, verwittern grau, gelblich und rötlich; die rauhe Oberfläche erscheint oft dunkel punktiert. Über die Natur dieser Punkte gibt auch der Dünnschliff keine Auskunft. Nur in einem Schliff vom Gipfel des Cassa del Ferro glaube ich einen Globigerinendurchschnitt erkennen zu können. Diese Schiefer sind sehr charakteristisch und fallen stets auf. Man trifft sie westlich vom Wege auf dem Scalapasse zwischen dem alten Turm und der Kapelle und findet sie wieder auf der Ostseite des Monte delle Scale, wo sie Veranlassung zur Bildung einer großen Rinne geben. Man trifft sie — außerhalb der Grenzen des untersuchten Gebietes — im Nordhang des Monte del Ferro und auf dem Gipfel der Cassa del Ferro. Wo immer sie auftreten, da beobachten wir in ihrem Hangenden dunkle, gleichmäßig dicke, ungefähr handbreite, Kalkbänke von wechselnder Mächtigkeit im Dolomit eingeschaltet und z. T. mit ihm wechsellagernd. Besondere Mächtigkeit und Verbreitung erlangen diese, im Bruche stets schwarzen, oft blutrot verwitternden Kalke an der Cassa del Ferro.

Die kalkigen und tonigen Lagen, die am Zusammenflusse von Braulio und Adda den Quellhorizont der sogenannten Fonte dell' Adda bilden, halte ich ebenfalls für eine normale Einlagerung im Dolomit. Es ist THEOBALDs Lias von der Stilfser Joch-Straße. Zum Teile könnten diese Kalke freilich auch dem Rhät, angehören, und es mögen tektonische Störungen eine Rolle spielen, die sich auf den schutt- und waldbedeckten Hängen der linken Bachseite nicht verfolgen lassen.

---

[1]) a. a. O.

Kieselausscheidungen scheinen im obertriadischen Dolomit sehr selten zu sein. Ich fand solche von unbedeutender Größe nur ein einziges Mal am Südende des Lago delle Scale.

Ursprünglich ist der obertriadische Dolomit reich an Fossilien. Das meiste ist gänzlich in Kalk und Dolomitspat umgewandelt, und wir können nur noch gelegentlich Durchschnitte von Schnecken und Brachiopoden erkennen. Bei den Türmen auf dem Scalapasse ist der Dolomit voll von weißen Pünktchen und länglichen, schmalen, spitzen Stäbchen. (SCHILLER erwähnt solche aus seinem Wetterstein.) Es sind Seeigelstacheln. An einem erkennt man deutlich den Gelenkring.

An der obersten Grenze stellen sich schwarze Kalkbänke ein, feinkristallinisch im Bruch. Sie enthalten in Menge Schnecken und Brachiopodendurchschnitte. *Rissoa alpina* tritt stellenweise massenhaft auf. Am Wege, der sich vom Scalapasse in die Valle di Fraele senkt, sind diese Schichten besonders schön zu sehen. GÜMBEL hat sie dort zuerst beobachtet. Sie sollen nach ihm außerordentlich reich an Foraminiferen aus der Gruppe der *Trochamina* oder *Endothyra* sein. Ich selbst konnte nur hin und wieder ein Foraminiferengehäuse im Schliffe entdecken. Dagegen fand ich am Scalawege, leicht verkieselt, unter der Humusdecke herausgewittert 5 gut bestimmbare Exemplare von *Turbo* (*Wortheinia*) *solitarius* BEN. Diese Kalke sind ein sehr charakterisches Gestein und sind stets leicht wiederzuerkennen, auch wenn die Fossilführung sich auf kaum etwas mehr als weiße Punkte beschränkt. Wir treffen sie fast überall an der oberen Grenze des Dolomits. Aber nicht immer werden sie direkt von Rhät überlagert. So schiebt sich am Scalawege in die Valle di Fraele nochmals ein grauer, wenig mächtiger Dolomit dazwischen, auf dem die unterste Rhätschicht, die Schieferletten, liegen; darüber die Rhätkalke. (Auch bei Casa Penso grenzen grauer Dolomit und Rhätkalke direkt aneinander.) In der Regel aber bilden sie das unmittelbar Liegende des Rhät. Ihr westlichstes Vorkommen ist am M. Pettini (Ostseite), ihr östlichstes, soweit sich meine Untersuchungen erstrecken, an der Stilfser Jochstraße oberhalb Spondalunga. (Sie streichen von da in die Ortlergruppe hinein. In der Valli dei Vitelle und an der Naglerspitze sind sie gut entwickelt, vgl. HAMMER. Der Beschreibung nach glaube ich sie in ROTHPLETZ' Kössnern von der Tabarettaspitze (S. 159/160) und GÜMBELs Geröllen auf

dem Marlt- und Ende der Welt-Ferner (1891, S. 102) wiederzuerkennen.)

Diese Kalke nehmen ungefähr die gleiche Stellung ein wie die Plattenkalke der bayrischen Alpen, mit denen sie in der Fauna große Übereinstimmung zeigen[1]). Auch dort sind einzelne Bänke gespickt voll von *Rissoa alpina*. HAMMER hat sie in der westlichen Ortlergruppe zum Rhät gezogen. Ich möchte sie wegen ihrer innigen Verknüpfung mit dem Hauptdolomit nicht von diesem trennen. Um sie als eigene Schichtgruppe auszuscheiden, dazu fehlt ihnen die Bedeutung. Um mich kurz auszudrücken und sofort angeben zu können, was ich meine, werde ich sie im Texte einfach „Plattenkalke" nennen, weil sie die gleiche Rolle spielen wie die Plattenkalke der bayerischen Alpen.

Durch das Auftreten dieser Kalke und die Überlagerung durch Rhät ist es sichergestellt, daß zum mindesten der oberste Teil dessen, was ich obertriadischen Dolomit nenne, dem Hauptdolomit angehört; aber es ist mir nicht möglich anzugeben, wie weit dieser nach unten reicht, ob z. B. der Dolomit der Cime di Plator und des Monte delle Scale in seiner ganzen Mächtigkeit ihm angehört. Vielleicht, daß die oben erwähnte Breccie die Raibler Zeit andeutet. Auf dem Scalapasse treffen wir sie in der Nähe des kleinen, meist trockenen Sees. Tiefer als sie liegen die Kalkschiefer, noch tiefer, bei den Türmen, eine ? Lithodendronbank und Schichten mit den Seeigelstacheln.

Auffallend ist die Ähnlichkeit des obersten Teiles (Hauptdolomit), speziell am Scalapasse vom Südende des Sees an, mit dem Hauptdolomit Vorarlbergs und des Rhätikon. An der Dalaaser Staffel fiel mir derselbe Wechsel von hellen und dunklen, dichten und zuckerkörnigen Schichten und dieselben ? Lithodendronbänke auf. Auffallend ist aber auch die Ähnlichkeit mit dem von Buntsandstein unterlagerten Muschelkalkdolomit im Spöltale! Auch hier gute Bankung, weiche, tonige Zwischenlagen, korrodierte Oberflächen, Streifendolomite und ? Lithodendronbänke. Nicht daß ich deshalb für diesen Dolomit ein obertriadisches Alter in Anspruch nehmen möchte! Ich wollte nur darauf hinweisen, wie unsicher in diesen Gebieten auf äußere Ähnlichkeit gegründete Altersbestimmungen sind!

Den obertriadischen Dolomit verfolgen wir vom Südosthange des Monte Pettini über die lange Kette der Cime di

[1]) Man vergl. darüber v. AMMON: Die Gastropoden des Hauptdolomits und Plattenkalkes der Alpen. Abh. d. zool.-mineral. Vereines in Regensburg. München 1878, Heft 11.

Plator und des Monte delle Scale hinweg in den Cristallokamm der Ortlergruppe hinein. Der Unterlauf des Braulio (von Spondalunga an) und die beiden Adda-Schluchten sind in ihn eingeschnitten. Er beteiligt sich auch an der Zusammensetzung der Südhänge des Braulio- und Fraele-Tales und gewinnt dann am Monte und Cassa del Ferro eine große Verbreitung. Nördlich des schweizer-italienischen Grenzkammes ist seine Verbreitung gering.

Rhät.

Schieferletten, Mergel und Kalke bilden auch bei uns wie anderswo die Schichtenfolge des Rhät. Im allgemeinen nehmen die Mergel ein tieferes, die Kalke ein höheres Niveau ein. Häufig wechsellagern sie miteinander. Ungefähr vom Monte Pettini an nach Osten treten die Mergel zurück. Dafür stellt sich ein dichter, splittriger, dunkler Tonschiefer ein, oberflächlich bunt, metallfarben, rostbraun und bläulich, ein auffallendes, sehr charakteristisches Gestein — „herbstlaubfarben" hat es PAULCKE an anderer Stelle sehr bezeichnend genannt. — Diese Schieferletten liegen entweder direkt auf Dolomit oder als Bänke in den untersten Rhätkalken (z. B. bei Baitello della Radisca). Daß sie nicht mit ähnlich anwitternden Bänken aus dem untertriadischen Dolomit verwechselt werden dürfen, habe ich schon erwähnt.

Mit dem Zurücktreten der mergeligen Entwicklung ändert sich auch die Beschaffenheit der Kalke; sie werden — natürlich nur ganz allgemein gesprochen — dünnbankiger, härter; kompakte dicke Bänke fehlen. Niemals findet man in ihnen Fossilien, während die dickbankigeren Kalke oft reich an Schalendurchschnitten und Lithodendronstöcken sind. Die Mergel führen fast stets Fossilien, oft freilich bis zur Unkenntlichkeit verdrückt. Bestimmbare Fossilien lieferten die Mergel vom M. Lapare und Crapene, nämlich.

Lithodendron sp.
Pentacrinus-Stielglieder.
Dimyopsis Emerichi v. BISTR. (*Plicatula intusstriata* E.)
Avicula contorta PORTL.
Lima cf. *punctata* SOW.
Terebratula gregaria SUESS.

Im Dünnschliff zeigen die Rhätkalke vielfach Echinodermenreste, stellenweise oolithische Struktur und zuweilen unbestimmbare Foraminiferendurchschnitte.

Die rhätischen Schichten lassen sich kontinuierlich vom M. Lapare bei Livigno über den M. Pettini in die Valle di Fraele hinüber, weiterhin in den rechtsseitigen Steilwänden des Brauliotales und, das Tal und die Stilfser Jochstraße überquerend, in die Ortlergruppe hinein verfolgen und gestatten uns somit, eine obere Altersgrenze des „Ortlerdolomits" festzulegen. Rhätischen Dolomit, wie ihn HAMMER von der Naglerspitze erwähnt, kenne ich nicht. Ich glaube, auch dort handelt es sich nur um tektonische Erscheinungen.

ROTHPLETZ (S. 150) hält die Kalke in der Valle di Forcola für Muschelkalk. Petrographisch besitzen sie zwar eine ziemliche Ähnlichkeit mit gewissen Muschelkalkvorkommen, z. B. in der Lischannagruppe, von den Schichten an der Basis des Ortlerdolomits im Suldentale nicht zu reden, weil mir dort die Lagerungsverhältnisse noch ziemlich unaufgeklärt scheinen. Andererseits aber gleichen sie doch durchaus den Kalken der Valle di Fraele, denen an der Stilfser Jochstraße, an der Naglerspitze usw. Sie lassen sich auch im Streichen ununterbrochen bis zu denen der Valle die Fraele verfolgen, und außerdem treffen wir auf der linken Talseite von Valle di Forcola die charakteristischen rhätischen Mergelbänke in ihnen.

Häufig lassen die Rhätkalke die Wirkungen großen Druckes erkennen. Schon makroskopisch, besonders aber im Dünnschliff, erscheinen sie ausgewalzt und zeigen ausgesprochene Parallelstruktur. Die Faserzüge weichen dabei größeren und kleineren hellen Kalkspatkörnern aus, die offenbar widerstandfähiger waren (vielleicht ursprünglich Fossilien?). So erhalten wir vollständig das Strukturbild eines Augengneises.

Lias.

Nur im westlichsten Drittel unseres Gebietes liegt über dem Rhät noch Lias. Drei verschiedene Typen lassen sich unterscheiden: 1. Hornsteinkalke, 2. Konglomerate, Crinoidenbreccien und Kieselkalke, 3. Algäuschichten.

1. Hornsteinkalke. Die Grenze gegen die Rhätkalke bildet manchmal eine auffallende dickere Kalkbank. Wo diese aber fehlt, da gehen sie unmerklich in solche über, in denen Kieselknollen häufiger werden. Nur wegen der Kieselknollen ziehe ich diese Kalke, dem bisherigen Brauche folgend, zum Lias. Wir können sie vom M. Lapare an nach Osten noch etwas über den M. Pettini hinaus verfolgen. Ihre Schichtflächen bilden die steilen nördlichen Plattenwände dieses Berges.

Auch östlich der Einmündung von Valle Pisella in die Valle di Fraele findet sich noch ab und zu ein Hornstein in den Kalken des Talbodens. Es entsteht die Frage, ob sie nicht vielleicht noch dem Rhät angehören könnten, denn sie liegen oft sehr nahe, bei Casa Penso — übrigens der östlichste Punkt, an dem ich noch einen Hornstein fand — fast unmittelbar auf dem Dolomit. Warum sollten nicht auch im Rhät Hornsteine vorkommen können? Möglich wäre aber auch, daß das Rhät lokal stark oder völlig ausgedünnt ist. Die Grenze dieser Hornsteinkalke im Osten, in der Valle di Fraele, ist so wie sie auf der Karte dargestellt ist, lediglich ein Kompromiß. In Wirklichkeit ist es schwer anzugeben, wo nun eigentlich die Liaskalke aufhören.

2. Konglomerate und Kieselkalk. Am Nordhange des M. Lapare und Crapene, aber nur auf dieser kurzen Strecke und sonst nirgends, treffen wir die aus Bünden wohlbekannten Liaskonglomerate. Komponenten sind Dolomit und Rhätkalke, letztere überwiegen; sie erreichen manchmal Kindskopfgröße. An einer Lokalität, etwas westlich unterhalb des tiefsten Punktes zwischen M. Lapare und Crapene, also näher am M. Lapare, verliert sich die Konglomeratstruktur; das Gestein wird homogener; die Hauptmasse ist ein grauer Kalk. Er ist außerordentlich reich z. T. an Crinoidenstielgliedern — richtige Crinoidenbreccien — z. T. an Spongienkieselnadeln, die oft große Klumpen bilden, jedoch keine primäre Schwammstruktur mehr zeigen. Es ist ein regelloses Kieselgewebe, das oft bimssteinartig herauswittert. Ich fand in diesen Kalken außer unbestimmbaren Brachiopoden oder Zweischalerresten 1 *Spongites porosissimus* GÜMBEL und 2 *Rhynchonella gryphitica* QU. Durch Ätzen gewann ich hexaktinellide Schwammnadeln und Bruchstücke einer kleinen *Spiriferina*. Im Dünnschliff zeigen sich Schwammnadeln, Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder) und eine *Textularia*.

Am benachbarten M. Motto auf der anderen Seite des Spöl fand ZOEPPRITZ (S. 27) in den gleichen Schichten „Bruchstücke einer Anzahl von Exemplaren von *Schlotheimia angulata* SCHLOTH." Somit dürfen wir wohl auch in den Ablagerungen des M. Lapare und Crapene, bestärkt durch die *Rhynchonella gryphitica* einen sehr tiefen Liashorizont erblicken.

Wo die Konglomerate und Kieselkalke auftreten, da liegen unter ihnen nur sehr wenig Hornsteinkalke; am M. Pettini, wo die ersteren fehlen, sind die letzteren in größerer Mächtig-

keit entwickelt. Es mag somit sein, daß Konglomerate und Kieselkalke einerseits und Hornsteinkalke anderseits sich gegenseitig vertreten.

Bemerkenswert ist die vollständige Übereinstimmung des Lias-Konglomerates mit der „Hornfluhbreccie" der Freiburger Alpen. Wir kennen diese nunmehr ja so ziemlich aus ganz Graubünden. Hier ist ihr östlichstes und südlichstes Vorkommen!

3. Algäuschichten. Die typische Gesteinsfolge: Eine Serie von gelblichen, grauen, schwarzen, schiefrigen Mergeln, wechsellagernd mit ca. handdicken, graublauen — gelblich verwitternden — Mergelkalken mit den charakteristischen Flecken von Fucoiden. An einer Stelle in der Valle Torta enthalten diese massenhaft Arieten, allerdings in sehr schlechter Erhaltung; darunter *Arietes* cfr. *obtusus* und *Arietes* cfr. *raricostatus*. Auch zwei Belemnitenbruchstücke fanden sich.

Die Algäuschichten beschränken sich auf die Nordhänge des M. Lapare, M. Crapene und M. Toraccia, sowie die Taleinschnitte von Valle Torta und Valle Alpisella. Sie reichen ungefähr bis zum Alpisellapasse und fehlen weiter im Osten vollständig. Sehr richtig bemerkt ROTHPLETZ von der Valle Torta: „Man möchte sich in die nördlichen Kalkalpen Bayerns versetzt glauben" (S. 140). Und es wundert einen wirklich, daß GÜMBEL und BÖSE an der Ponte delle Capre Kößner Schichten zu sehen glaubten „mit verdrückten Exemplaren von *Terebratula gregaria*".

Tektonischer Teil.

Überblick.

Tektonisch zerfällt das untersuchte Gebiet in drei verschiedene Teile.

I. Von Livigno bis in die Ortlergruppe hinein streicht ein einheitlich gebauter Zug, der durch seine Zusammensetzung aus wesentlich oberer Trias und sein konstantes nördliches Fallen charakterisiert ist. Da in ihm die Quellen der Adda liegen, will ich diesen Zug **die Addascholle** nennen.

II. Südlich davon, an sie angelehnt, diskordant auf sie übergeschoben, steil nach Süden einfallend, liegen die Reste einer Zone von untertriadischem Dolomit und Verrucano: **die Überschiebungsreste im Süden.**

Daran grenzt unmittelbar das **kristalline Vorland im Süden** mit einem kleinen **Triasrest bei Isolaccia.**

III. Im Norden liegt auf der Addascholle, diese überdeckend, ein übergeschobenes[1]) Gebirge: **Die Deckschollen im Norden.** Wie wir sehen werden, liegen **zwei** solche Schollen übereinander.

I. Die Addascholle.

Die Zone von Rhät-Lias-Gesteinen, die vom Piz Blaisum bis zum Spöl streicht, findet in unserem Gebiete am M. Lapare nördlich von Livigno ihre unmittelbare Fortsetzung. Diese Zone erstreckt sich nach Osten hin zunächst vom M. Lapare bis zum M. Pettini; dann verschwindet der Lias allmählich, das Rhät aber können wir kontinuierlich bis in die Ortlergruppe weiterverfolgen. Schon auf THEOBALDs Karte ist dies im allgemeinen richtig dargestellt; nur erstreckt sich dort der Lias viel zu weit nach Osten, während umgekehrt das Rhät viel weiter reicht, als er es gewußt.

Betrachten wir zunächst das Stück vom Spöl bis zum M. Pettini. Steil sehen wir auf der Westseite des M. Lapare die Kössener nach Norden fallen. Über sie legt sich, den Nordhang des Berges bildend, der Lias. Gehen wir von Ponte delle Capre, in der Nähe der Einmündung von Valle Torta in den Spöl, dem Bache entlang aufwärts, so haben wir hier in den Liasschiefern[2]) das gleiche Bild einer weitgehenden Faltung und Fältelung vor uns, wie es ZOEPPRITZ weiter im Westen beschreibt. Auf der rechten Bachseite reicht der Lias noch eine Strecke weit den Südhang des M. del Ferro hinauf; dann aber legt sich, in sich selbst wohl mehrfach geschuppt, direkt der obertriadische Dolomit dieses Berges darüber. Es ist dies die gleiche Überschiebung wie in der Val Trupchum und Valle Viera. Diese Verhältnisse lassen sich, im wesentlichen stets die gleichen bleibend, vom M. Lapare über den M. Crapene, M. Toraccia bis zum M. Pettini verfolgen. Anfangs nimmt das Rhät die Kammlinie ein und bildet den Südabfall dieses Bergzuges. Dann aber wird es von der Scharte 2718 an ganz auf die Südseite gedrängt, während der Lias bis zum Gipfel des M. Pettini und auch noch auf dem

[1]) Ich unterscheide nach ZOEPPRITZ' Vorgang zwischen übergeschoben, d. i. eine Masse, die über eine andere hinübergeschoben worden ist, und überschoben, d. i. eine Masse, über die eine andere hinübergeschoben worden ist.

[2]) Nicht Rhät, wie GÜMBEL und BÖSE angeben!

von ihm nordöstlich ausstrahlenden Kamme die Grathöhe behauptet. Die Nordhänge dieser Berge bestehen aus Lias; Valle Alpisella, der Alpisellapaß mit seinen Seen, den Quellen der Adda, und Valle Bisella sind darin eingeschnitten. Im Norden aber liegt stets darüber der Dolomit des M. del Ferro und seines östlichen Ausläufers.

Ein Wechsel vollzieht sich nur insofern, als das Liaskonglomerat und die Algäuschichten nach Osten zu verschwinden.

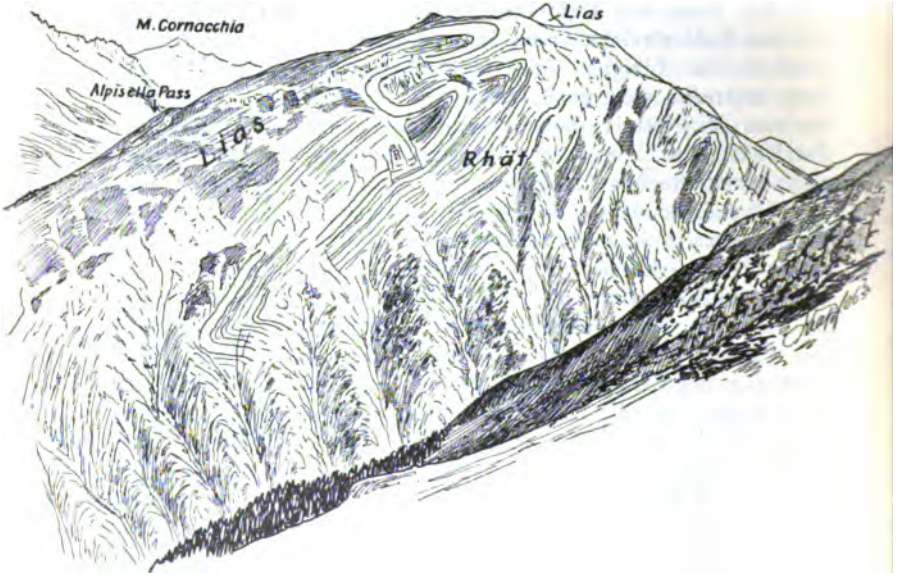


Fig. 1.
Blick vom M. Lapare auf die Falten des M. Toraccia.

Auf den westlichen steilen Abhängen des M. Toraccia sind die Schichten in großartiger Weise in mehrere eng aneinander gepreßte Falten gelegt; das allgemeine Fallen bleibt dabei Nord. Eine dicke, hell anwitternde Rhätbank macht die Erscheinung besonders deutlich. (Fig. 1.) Diese großartige Zusammenstauchung erkennt man schon auf der Ostseite des M. Crapene, wo die rhätischen Kalkbänke unregelmäßig bald nach Norden fallen, bald nach Süden herunterbiegen; in ihrem vollen Maße beschränkt sie sich aber auf den M. Toraccia und das unmittelbar östlich daran anschließende Kammstück; so begegnen wir in der Umgebung des P. 2779 einem regel-

losen Wechsel von Rhät und Lias, bald nördlich, bald südlich fallend, als Umbiegungsstelle eng gepreßter Antiklinalen. Weiter im Osten dann, auf der Südostseite des vom M. Pettini nordöstlich ausstrahlenden Kammes, sehen wir als Fortsetzung jener weitgehenden Faltung am M. Toraccia nur mehr eine kurze, enggepreßte, nach Süden übergelegte antiklinale Auf-

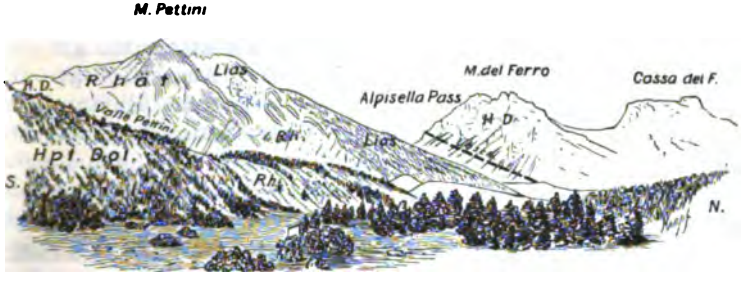


Fig. 2.
Blick aus der Valle di Fraele auf M. Pettini und die Überschiebung des M. del Ferro.

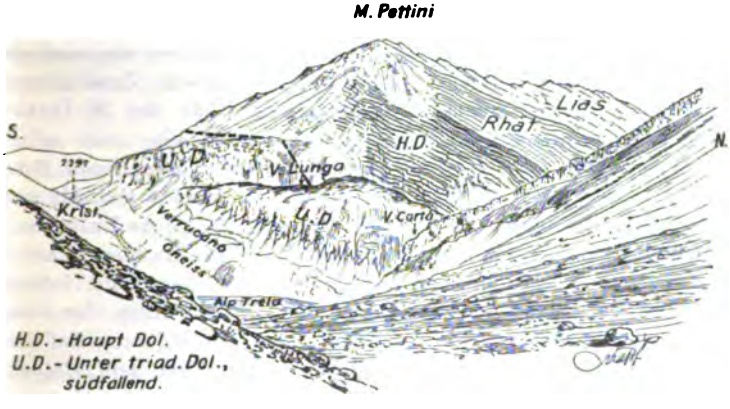


Fig. 3.
Blick von SO auf M. Pettini mit den südlich vor der Addascholle liegenden Überschiebungsresten.

wölbung. (Fig. 2.) Auch hier tritt diese Erscheinung durch die sich vorzüglich abhebende oberste Rhätbank schon aus weiter Ferne deutlich hervor.

Man sollte erwarten, unter den rhätischen Schichten des Bergzuges M. Lapare bis M. Pettini den liegenden obertriadischen

Dolomit hervortreten zu sehen. Statt dessen treffen wir nur an wenigen Stellen einen schmalen Streifen Verrucano und Muschelkalk-Dolomit zwischen Rhät und Kristallin, in anormalem Verbande, wie wir später sehen werden. Erst am M. Pettini selbst taucht ziemlich plötzlich unter dem Rhät Hauptdolomit auf. (Fig. 2 u. 3.) Er bildet die linke Talseite von Valle Lunga; seine direkte Überlagerung durch Rhät ist längs der ganzen Grenze, die sich dem Fallen entsprechend ziemlich schnell gegen die Valle Pettini hinuntersenkt, gut und vollständig einwandfrei zu beobachten. Am SO-Grat des M. Pettini enthält er noch 2 kleine sekundäre Rhätmulden. Dieser Dolomit findet jenseits der Valle Pettini seine direkte Fortsetzung, baut — stets nach Nord fallend — den langen vielgipfligen Zug der Cime di Plator und des M. delle Scale auf und zieht sich weiterhin, nur durch den Addadurchbruch getrennt, mit dem Cristallokamme beginnend, in die Ortlergruppe hinein. Überlagert wird dieser Dolomit fort und fort — auch in der Ortlergruppe — von rhätischen Kalken, während das höhere Glied, der Lias, östlich von der Valle Pettini (soweit wir ihn dort überhaupt noch als vorhanden annehmen dürfen) sehr bald völlig verschwindet. Die Rhätkalke bleiben zunächst unten in der Valle di Fraele und steigen nur wenig die beiderseitigen Hänge hinauf. Sie stehen — wie auch der unterlagernde Dolomit — in unmittelbarem Zusammenhange mit dem von Lias überlagerten Rhät des M. Pettini. Dieser Zusammenhang ist in der Natur so klar und selbstverständlich, daß er nur darum noch einer besonderen Betonung bedarf, weil er von ROTHPLETZ in Abrede gestellt wird (S. 146). In der Valle Pettini ist der kontinuierliche Zusammenhang nur durch Schutt unterbrochen — im Bachbette selbst treffen wir Anstehendes. Westlich des Tälchens und östlich, in den Osthängen des M. Pettini und am Nordfuße der Cima di Scopa, beobachten wir die unmittelbare Auflagerung auf dem Dolomit; auf beiden Seiten liegen sofort über dem Dolomit die „herbstlaubfarbenen“ Schieferletten. Und ununterbrochen vermögen wir, immer am untersten Nordgehänge der Cime di Plator, der Grenze nach Osten zu folgen, wobei die „herbstlaubfarbenen“ Schieferletten bald fehlen, bald sich wieder einstellen. Auch die Rhätkalke der Talsohle lassen sich unter den Alluvionen des weiten grünen Talbodens von Fraele, rings um die Einmündungsstelle des Pettinibaches in die Adda hier und dort zum Vorschein kommend, bis an die Hänge des M. Pettini verfolgen. Und wenn es noch eines weiteren Dokumentes für den Zusammenhang bedarf, so ist es die Tatsache,

daß auch die Hornsteinkalke der Nordhänge des M. Pettini noch ein Stück weit in die Valle di Fraele hineinreichen.

ROTHPLETZ (S. 146) trennt Hauptdolomit und Rhät des M. Pettini von dem der Cima di Scopa (Cime di Plator) und der Valle di Fraele durch eine tektonische Linie, seine „südliche Randspalte"; denn er verbindet die Störungslinie an dem Fuße des M. Pettini ganz unmotivierterweise mit dem kristallinen Rest unter dem M. Solena. In Wirklichkeit aber streichen auf dieser ganzen Strecke die Gesteine über die angenommene Verwerfung hinweg; die Störungslinie am M. Pettini nimmt, wie wir später sehen werden, weiterhin einen ganz anderen Verlauf; sie geht südlich, nicht nördlich, unter den Cime di Plator hindurch, ohne den Zusammenhang von M. Pettini und Cima di Scopa, bzw. Cime di Plator, auch nur im geringsten zu stören.

Die Rhätkalke der Valle di Fraele reichen am nördlichen Talgehänge ein Stück in die Höhe. Darüber liegt, ebenfalls nördlich fallend, Dolomit — die Fortsetzung des Dolomits vom M. del Ferro. Während er aber dort über den Lias übergeschoben ist, liegt er hier bereits normal — oder annähernd normal — auf dem Rhät. Mag er auch oberhalb Presure noch etwas auf die Hornsteinkalke hinaufgeschoben sein, so stellen sich doch schon östlich vom Lago Cornacchia zwischen den Kalken und dem Dolomit die „herbstlaubfarbenen" Schieferletten ein, die wir von der Basis des Rhät kennen. Freilich sehen wir auch hier — die Stelle liegt am Fuße der ersten westlichen, großen, wilden Rinne, die den Sockel des M. Cornacchia durchfurcht — den Dolomit noch etwas über das Rhät hinübergeglitten; die untersten Dolomitbänke biegen nach Süden herunter und erscheinen geschleppt; aber diese Bewegung ist doch nur mehr von ganz untergeordneter Bedeutung. In der Gegend der Valle Cancano ist der Muldenbau ganz regelmäßig. Über den letzten obersten Rhätbänken liegen dort die gleichen „Plattenkalke" wie am Wege aus dem Valle di Fraele hinauf zum Scalapasse; darüber folgt Dolomit.

Es liegt hier also eine nach Südwest übergelegte, zusammengeklappte normale Mulde vor, während noch am M. del Ferro der hangende Schenkel über den Lias übergeschoben ist. Dieser Lias verschwindet in der Valle di Fraele; der Muldenkern besteht nur mehr aus Rhät.

Bis zu den Häusern von Cancano di fuori oder ungefähr bis dorthin, wo der Weg zum Scalapasse nach Süden abbiegt, folgt die Adda dieser Mulde; dann gräbt sie ihr Bett in tiefer, enger, unzugänglicher Schlucht in den darunterliegenden

Dolomit ein. Aber oben am linksseitigen Gehänge folgen wir der Zone rhätischer Gesteine ununterbrochen weiter nach Osten. Der Bau wird komplizierter, die Mulde ist keine einheitliche mehr. Im allgemeinen sind es zwei, durch eine Dolomitaufwölbung mehr oder weniger getrennte Mulden. (Vgl. zu folgendem Fig. 7.)

Die untere verläuft über Grasso di Solena und hebt dann ein Stück weit aus. Aber unten an der Brücke über den Bach der Valle Forcola (1814 m) stehen wieder rhätische Kalke und Mergel an, und diesen vermögen wir unter den Steilabstürzen der Corne di Pedenollo und mitten in den aus dem Brauliotale nördlich aufsteigenden Wänden zu folgen, bis der Braulio und mit ihm die zum Stilfser Joch führende Straße so weit emporgestiegen sind, daß die rhätischen Kalke wieder die Talsohle erreichen. Sie bilden in den wilden, sonst unbegehbaren, steilen Wänden eine begrünte Terrasse, auf der die kleinen Hüttchen des Campo dei Fiori und Baitello Radisca liegen. Ein schlechter exponierter Steig durchzieht auf ihr die hohen Wände.

Die obere Rhätzone zieht aus der Valle di Fraele über Gli Al im Bogen unten um den M. Solena herum. Im Taleinschnitt der Valle Forcola, der eine weitgehende Zusammenstauchung besonders des liegenden Dolomits aufschließt, sehen wir sie in die Tiefe setzen. Sie überqueren das Tal — auch im Bachbett stehen sie an — und setzen auf der anderen Talseite fort. Sie erreichen knapp die Kante des Piano di Pedenollo, oben auf dem Plateau selbst sind sie zunächst verschwunden: die Mulde hebt aus. Aber am Südende des Plateaus treffen wir sie wieder[1]). Es mag vielleicht wunderbar erscheinen, daß gerade im tiefen Einschnitt der Valle Forcola

[1]) Rothpletz (S. 150) hält die Kalke in der Valle di Forcola und auf dem Piano di Pedenollo für Muschelkalk, eine Auffassung, der ich mich nicht anschließen kann. Petrographisch besitzen sie zwar eine ziemliche Ähnlichkeit mit gewissen Muschelkalkvorkommnissen, z. B. in der Lischanna-Gruppe (um von den Schichten an der Basis des Ortlerdolomits im Suldental nicht zu reden, weil mir dort die Lagerungsverhältnisse noch ziemlich unaufgeklärt scheinen). Ebensogroß ist aber auch die äußere Ähnlichkeit mit gewissen Thitonkalken der Lischanna-Gruppe! Man sieht, wie vorsichtig man in der Verwertung solch äußerlicher Ähnlichkeiten sein muß. Andererseits aber gleichen sie doch durchaus den Kalken der Valle di Fraele, denen an der Stilfser Jochstraße, an der Naglerspitze und an anderen Orten. Sie lassen sich auch, das sei ausdrücklich betont, im Streichen ununterbrochen in die Rhätzone der Valle di Fraele verfolgen. Außerdem treffen wir auf der linken Talseite der Valle Forcola die charakteristischen rhätischen Mergelbänke in ihnen.

die Mulde erhalten geblieben und auf den bedeutend höher gelegenen Piano di Pedenollo aushebt. Wir können uns aber sehr wohl ein schnell sich änderndes Heben und Senken der Muldenachse vorstellen; ja wir müssen dies in so gestörten Gebieten a priori stets gewärtigen; besonders hier an dieser Stelle, wo uns durch den Einschnitt der Valle Forcola die weitgehendste Schichtenzusammenstauchung entblößt wird.

Von der Südwestecke des Piano di Pedenollo steigen wir auf den Rhätkalken auf dem alten zu den verlassenen Eisenminen führenden Wege nach Osten die Wiese empor; die Kalke bilden auch den obersten Teil der steilen Südwände. Später bleiben sie unter dem Wege und vereinigen sich unter den Corne di Radisca mit der unteren Rhätzone. Der Dolomit, der in der steilen Wand die beiden Zonen trennt, ist sehr zerrüttet, stark gefaltet und von wechselnder Mächtigkeit, ebenso wie die Rhätkalke auch. Diese schwellen stellenweise zu großer Mächtigkeit an. Die Wände selbst sind unbegehbar; man vermag aber die dünnbankigen Rhätkalke, die von weitem als einheitliche, geschlossene, klotzige, glatte Wandpartien erscheinen und durch dunkle und gelbliche Verwitterungsfarbe auffallen, wenn man es einmal weiß, ganz gut von dem Dolomit zu unterscheiden. Schon von der Stilfser Jochstraße aus kann man diese Verhältnisse trotz der großen Verkürzung ganz gut erkennen; besser natürlich von einem höher gelegenen und weiter entfernten Standpunkte aus.

Oberhalb der Talstufe von Spondalunga erreichen die Rhätkalke den Boden des Brauliotales. Hier wölbt sich wieder ein Sattel von Dolomit empor, so daß die Mulde wieder gedoppelt erscheint. Prächtig ist dies am nördlichen Talgehänge, oberhalb der neuen II. Cantoniera, aufgeschlossen. (Fig. 7 und Fig. 19, Prof. X.) Die untere dieser Mulden hebt aus, die obere überquert Bach und Straße und setzt unter Filone Mout in den Südabfall der Naglerspitze fort. Freilich verdecken Schutt, Straße und Moränenmaterial den unmittelbaren Zusammenhang fast vollständig.

Die Fortsetzung dieser Rhätkalke jenseits des Braulio fällt nicht mehr in den Rahmen unserer Untersuchungen und wird von Dr. HAMMER dargestellt werden, soweit es nicht schon in seiner vorläufigen Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe geschehen. Erwähnt sei nur, daß sie sich weit in die Ortlergruppe hinein verfolgen lassen.

Unterhalb jener Rhätzone ist das Tal des Braulio bis zu seiner Vereinigung mit der Adda in den darunterliegenden obertriadischen Dolomit eingeschnitten, der

ununterbrochen steil nach Norden fällt. Dort, wo die Straße aus der NO—SW- in die N—S-Richtung, aus dem Braulio- in das Addatal umbiegt, sind, durch den Straßenbau aufgeschlossen, kleine Partien von dunklen, bläulichen, dünnbankigen Kalken in den Dolomit eingequetscht. Sechsmal wechseln auf kurzer Strecke Kalk und Dolomit, jedesmal durch Rutschflächen voneinander getrennt. Ihrem ganzen Habitus nach können es nur Rhätkalke sein, keine normalen Kalklagen, wie sie ja auch häufig in der Obertrias auftreten. Solch eine Einlagerung durchzieht in ζ-Krümmung den ganzen Osthang des M. delle Scale. Sie bildet den Quellhorizont für die sogenannte „Addaquelle". Unten an der Adda selbst, nahe dem Vereinigungspunkt mit dem Braulio, schwellen sie zu ziemlicher Mächtigkeit an; griffelige Mergel und dünnplattige Kalke, wie Rhätkalke aussehend, stellen sich ein. Es ist schwer zu entscheiden, ob hier außer der normalen Einschaltung auch noch eine Einfaltung von Rhät vorliegt.

Nach der Vereinigung mit dem Braulio durchbricht die Adda in nordsüdlichem Laufe die mächtigen Dolomitmassen. Auch der Boden der tiefen Schlucht liegt nur in Dolomit.

Fassen wir die bisherigen Beobachtungen zusammen: Vom Spöl bei Livigno bis hinein in die westlichen Berge der Ortlergruppe verfolgen wir eine einheitlich gebaute Zone, deren Schichten stets nach Norden fallen, die „Addascholle". In ihrem westlichen Teil besteht sie aus Rhät und Lias, über dem im Norden obertriadischer Dolomit übergeschoben liegt. In ihrem östlichen Teil — und zwar ist dies die größere Hälfte — stellt sich südlich unter dem Rhät als normales Liegendes obertriadischer Dolomit ein. Gleichzeitig verschwindet der Lias, der im Westen noch über dem Rhät liegt; der obertriadische Dolomit im Norden kommt als normaler hangender Muldenschenkel isoklinal über das Rhät zu liegen. Die Mulde ist nicht mehr einheitlich, sondern, im allgemeinen, gedoppelt durch eine Dolomitaufwölbung.

Dieser regelmäßige Faltenbau wird, wie wir später sehen werden, im Norden abgeschnitten durch eine Überschiebung.

Von den Stellen, wo unter dieser Überschiebung die Addascholle auch auf der Nordseite des schweizer-italienischen Grenzkammes zutage kommt, soll später die Rede sein.

II. Die Überschiebungsreste im Süden.

Im Süden sollte man unter der Obertrias der Addascholle zwischen ihr und den „Casannaschiefern" die ältere Trias inkl. Verrucano erwarten, so wie es THEOBALD, der es gar nicht anders für möglich hielt, auch auf seiner Karte dargestellt hat. In Wirklichkeit aber reichen die obertriadischen Gesteine — was schon STUDER wußte — auffallend nahe an das Kristalline heran, und nur an wenigen Stellen finden wir dazwischen schmale Zonen von älterer Trias. Diese bildet aber keineswegs das Liegende des jüngeren Dolomits; niemals unterteuft sie diesen; sie stößt vielmehr mit steilem südlichen Fallen diskordant an den nordfallenden obertriadischen Dolomit oder sogar direkt an die rhätischen Schichten. Es ist der Rest eines stark verdrückten, nach Norden übergeschobenen Mittelschenkels, des Südschenkels einer Synklinale, oder, was das gleiche ist, des Nordschenkels einer Antiklinale. Denn auf diesem südfallenden Dolomit treffen wir noch Reste von Verrucano und Kristallin.

Den klarsten Einblick in diese Verhältnisse gewähren die Aufschlüsse südlich unter dem M. Pettini und der Cima di Scopa. Hier liegt, steil nach Süden fallend, stellenweise senkrecht stehend, Gneis (nicht Quarzitschiefer, ROTHPLETZ), Verrucano (+ Buntsandstein) und untertriadischer Dolomit. Dieser Dolomit stößt scharf an dem nordfallenden obertriadischen ab, wie im Einschnitt der Valle Corta deutlich zu sehen (Fig. 4 und Fig. 7, Prof. IV); die Grenze verläuft östlich von dieser Schlucht in einer Rinne, westlich trennt Valle Lunga den nord- und den südfallenden Dolomit. Unter dem Gratstück zwischen den Punkten 2991 und 2944 springt eine Felsbastion spornartig nach Süden vor. Auch sie besteht aus südfallendem untertriadischen Dolomit, der sich, von weitem gesehen, sehr gut von dem obertriadischen Dolomit abhebt. Oberhalb dieses Pfeilers liegt eine Terrasse. Auf ihr treffen wir Reste von kristallinen Schiefern und Verrucano. Dieses Kristallin und der Verrucano liegen also auf dem Dolomit; sie setzen nicht in die Tiefe, trennen nicht etwa die beiden Dolomite; wenn dies der Fall wäre, so müßte es seitlich irgendwo zu sehen sein; wir können sie nur mit dem Verrucano und dem Kristallin, das südlich vor der unteren Terrasse liegt, in Verbindung bringen (Fig. 4 und Fig. 8, Prof. V). Westlich von diesem Sporn, gegen Valle Corta zu, unter den Wänden

der Cima di Scopa liegt eine mächtige Schutthalde. Aber wir vermögen trotzdem einen schmalen Verrucanostreifen unter der Südwand der Cima di Scopa wahrzunehmen; der untertriadische Dolomit bleibt größtenteils in der Tiefe und kommt kaum zutage.

Westlich von Alp Trela setzt dieser Zug von steil südfallendem Dolomit, Verrucano und Gneis in gleicher Weise in den Südhang des M. Pettini fort (Fig. 3 und Fig. 6, Prof. II und III). Der südfallende Dolomit bildet den Rücken, der Valle Lunga von Alp Trela trennt, über den die Bocchetta Valle Lunga führt.

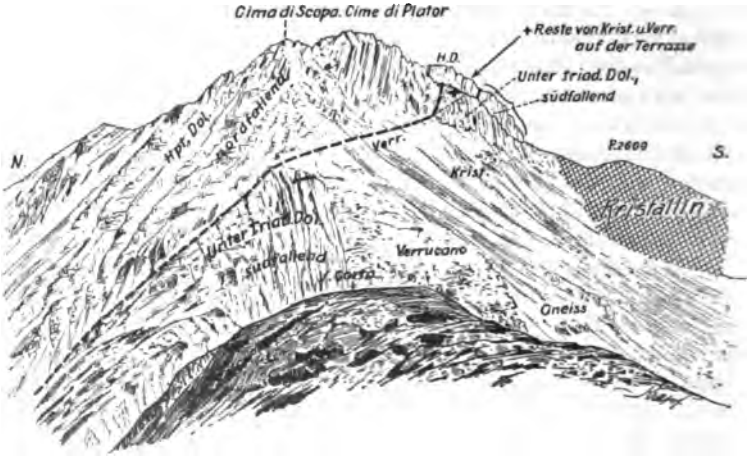


Fig. 4.

Blick von W auf Cima di Scopa und die südlichen Überschiebungsreste. Der nordfallende Hauptdolomit und der darangelehnte südfallende untertriadische Dolomit sind scharf voneinander geschieden.

Der südfallende untertriadische Dolomit reicht viel weiter nach Westen als der unter dem Rhät herauskommende, nordfallende obertriadische; dieser verschwindet nach Westen hin und fehlt schließlich vollständig zwischen Rhät und Untertrias. Am M. Pettini, wo der obertriadische Dolomit zu verschwinden beginnt, liegt über den steilen Wänden des untertriadischen eine ziemlich ebene und breite Terrasse. Ich erkläre mir ihre Bildung durch den großen Unterschied in der Verwitterbarkeit von Rhät und Dolomit, begünstigt durch das Einfallen der Schichten. ROTHPLETZ erwähnt auf dieser

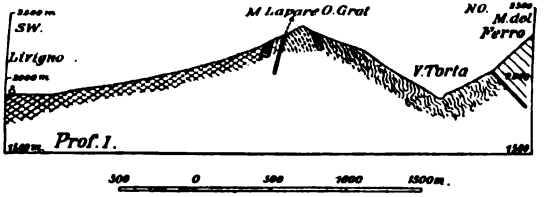


Fig. 5.

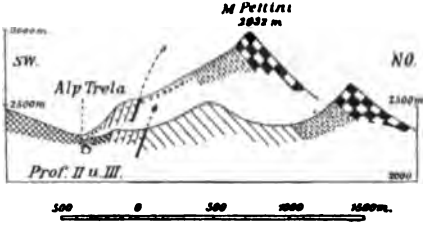


Fig. 6.

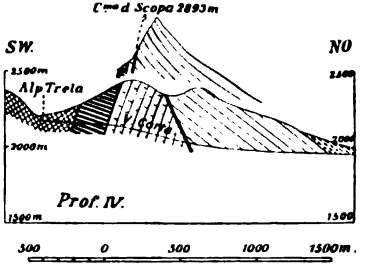


Fig. 7.

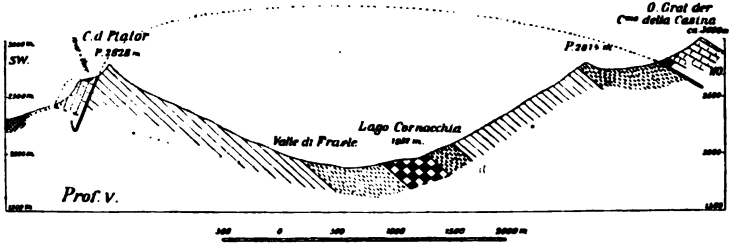
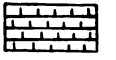


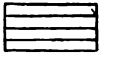
Fig. 8.

Kristallin

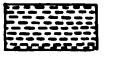
Verrucano



Untertriadischer Dolomit, bzw. Triasdolomit allgemein

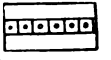


Obertriadischer Dolomit



Rhät

Algäuschichten



Liasbreccie

Hornsteinkalk des Lias

Schutt

Überschiebungslinien

Terrasse anstehenden Buntsandstein. Ich habe seit der ROTHPLETZschen Veröffentlichung diese Stelle nicht mehr besucht, habe seinerzeit aber keinen anstehenden Buntsandstein (oder Verrucano) gesehen, und habe die Blöcke, die man davon dort oben findet, für erratisch gehalten. Möglich wäre es indes sehr wohl, daß er dort ansteht. Wir hätten dann ein vollständiges Analogon zu der Terrasse im Südhang der Platorkette. Doch möchte ich mich ausdrücklich dagegen wenden, daß ROTHPLETZ, lediglich seiner postulierten Verwerfung zuliebe, diesen Buntsandstein in die Tiefe fortsetzen läßt (vgl. ROTHPLETZ, Fig. 66). Wenn dies der Fall wäre, dann würde der Buntsandstein auf dem Hange, der sich von der Terrasse in die Valle Lunga senkt, oder sonstwo am Gehänge zu beobachten sein.

Die Linie, welche auf der Terrasse des M. Pettini — ob noch etwas Buntsandstein dort oben ansteht oder nicht, ist für die prinzipielle Auffassung gleichgültig — den süd- und den nordfallenden Dolomit trennt, ROTHPLETZ' „südliche Randspalte", nach mir eine Überschiebungslinie, läuft also, wie wir gesehen, unter den Südwänden der Cima di Scopa und der Cima di Plator weiter. ROTHPLETZ hat die Aufschlüsse in der Umgebung von Alp Trela teils falsch gedeutet, teils nicht gekannt; so kam er dazu, die rhätische Randspalte vom M. Pettini an, statt südöstlich, nordöstlich in die Valle di Fraele laufen zu lassen und dadurch einen in der Natur nicht vorhandenen Schnitt zu machen. Der südfallende Verrucano und untertriadische Dolomit bei Alp Trela sollen nach ROTHPLETZ das normale Liegende der obertriadischen Dolomite der Cima di Scopa (Plator) bilden; die südfallenden bzw. beinahe senkrecht stehenden Dolomitbänke sollen sich „allmählich neigen" und aus dem Südfallen in Nordfallen übergehen (S. 145 und Prof. 69). Davon ist aber in Wirklichkeit nichts zu sehen. Süd- und nordfallender Dolomit stoßen an einer scharfen Linie aneinander ab, und nördlich dieser Linie steht der nordfallende Dolomit des M. Pettini mit dem der Cima di Scopa (und der Cime di Plator) in direktem Zusammenhange; und ebenso das den Dolomit überlagernde Rhät.

Am M. Pettini sehen wir den unter dem Rhät liegenden Dolomit nach Westen hin verschwinden und die Untertrias unmittelbar an das Rhät angrenzen. Freilich, der direkte Kontakt ist durch Schutt verdeckt. Den untertriadischen Dolomit aber verfolgen wir am nördlichen Talgehänge der östlichen Valle Trela hinüber in das der westlichen Valle

Trela[1]), bis zu einem Punkte, der in der Fallinie unter der Scharte 2718 liegt. Der Verrucano und der eng mit ihm verknüpfte Gneis reicht nur bis zum Sattel 2297, der die beiden Valle Trela verbindet. Weiter westlich steht nur in einer kleinen Rinne bei ca 2300 m, also in gleichem Niveau wie auf dem Sattel, etwas Gneis und Verrucano an. Der Dolomit fehlt ganz. Es mag aber sein, daß er zum Teil unter den mächtigen Schutthalden verborgen liegt. Am Ausgang der westlichen Valle Trela grenzen die intensiv gefalteten rhätischen Kalke direkt an das Kristallin. Jenseits des Baches jedoch, der von Trepalle kommt, am Südosthange des M. Crapene, unter seinem Ostgrate, steht wieder Gneis, Verrucano und ganz wenig Dolomit an, direkt an das Rhät angrenzend. Sie verschwinden aber schnell nach Westen zu (oder sie sind unter der Grasdecke verborgen), und erst, wenn wir den vom M. Crapene südlich abzweigenden Kamm überschritten, treffen wir sie wieder. Unter dem nordfallenden Rhät des M. Lapare liegt noch einmal ein Streifen deutlich südfallender, sehr steil gestellter, untertriadischer Dolomit und darunter etwas Verrucano und Gneis (Prof. I Fig. 5).

Untersuchen wir, von Alp Trela aus nach Osten gehend, den Fuß der Südwände der Cime di Plator: P. 2944 entsendet einen kurzen Ausläufer nach Süden. Er besteht in seinem unteren Teil aus südfallendem untertriadischen Dolomit, angelehnt an den nordfallenden. Verrucano fehlt. Der Zusammenhang mit der oben erwähnten Felsbastion ist ohne weiteres ersichtlich: Die Wand zwischen beiden bildet einen einspringenden Winkel; im Innern dieses Winkels kommt hinter dem untertriadischen der obertriadische Dolomit zutage. Weiter nach Westen zu liegt zunächst nur Schutt unter den Wänden von 2728 und 2910. Der untertriadische Dolomit ist wohl entweder durch Erosion entfernt oder zum Teil unter Schutt verborgen. Am Fuße der Südwand von P. 2753, die auffallend weit nach Süden vorspringt, treffen wir ihn wieder. Ihn hier genau vom nordfallenden obertriadischen abzugrenzen, ist schwer. Verrucano fehlt, die „Casannaschiefer" grenzen direkt an den Dolomit. Wenn wir aber den Kontakt untersuchen, dann sehen wir dort weitgehende Zertrümmerung des Dolomits, Reibungsbreccien, fein zerriebenen und wieder zemen-

[1]) Für die beiden Täler, die sich von dem Sattel 2297, dem Übergang von Alp Trela nach Trepalle, nach Westen und nach Osten hin senken, findet sich auf den verschiedenen Karten nur der eine Name „Valle Trela"; um sie zu unterscheiden, nenne ich das eine die westliche, das andere die östliche Valle Trela.

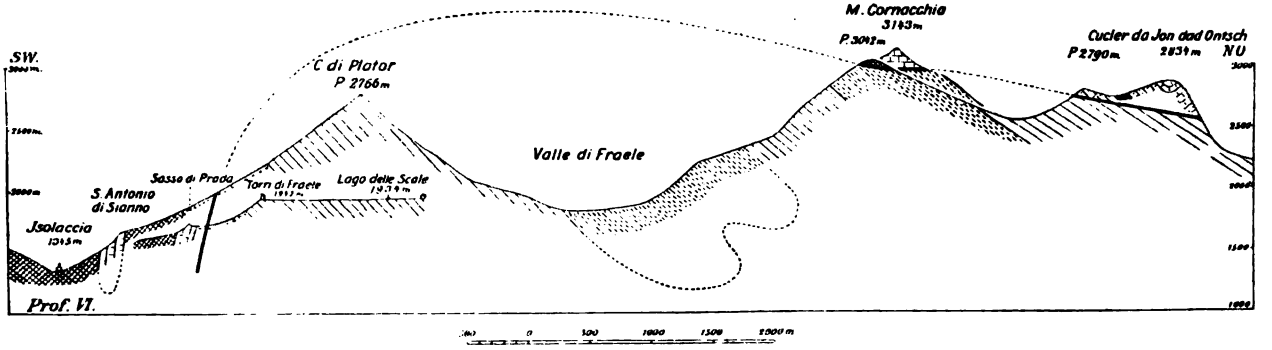

SW.
C di Plator
P 2766m
M. Cornacchia
3163m
P.3092m
Cucler da Jon dad Ontsch
P 2790m
2831m
NO
Valle di Fraele
Sasso di Prada
Torn di Fraele
Lago delle Scale
S. Antonio
di Sionno
Isolaccia
Prof. VI.

Fig. 9.

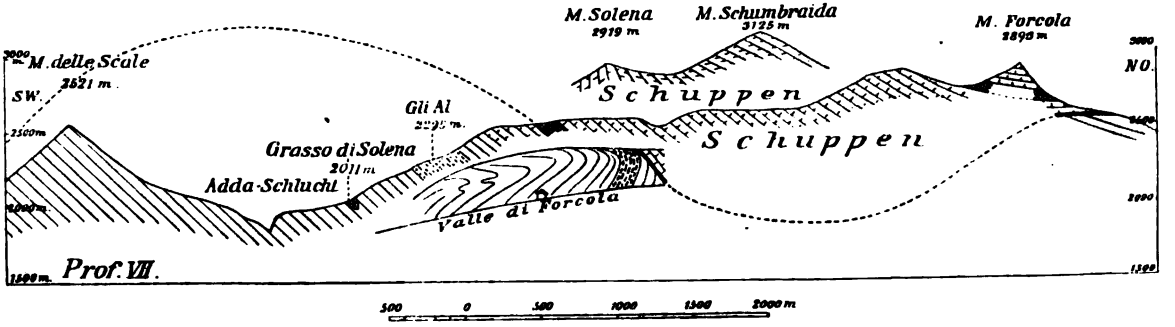

M.Solena
2919 m
M.Schumbraida
3125 m
M. Forcola
2890 m
M.delle Scale
2621 m.
SW.
NO.
Schuppen
Schuppen
Gli Al
Grasso di Solena
2011 m
Adda-Schluchi
Valle di Forcola
Prof. VII.

Fig. 10.

Kristallin
Untertriadischer Dolomit, bzw Triasdolomit allgemein
Obertriadischer Dolomit
Rhät
Schutt
Überschiebungslinien

tierten Dolomit und Rutschflächen als Zeugen von gewaltiger Ausquetschung und Verrutschung. Der Südfuß von 2760 und die ganze Strecke unter dem M. delle Scale ist von mächtigen Schutthalden mit dichtem Latschenbestand überkleidet. Nur unterhalb des Passes delle Scale, beim Sasso di Prada, steht ein schmaler Streifen untertriadischen Dolomits an (Prof. VI).

Gute Aufschlüsse bieten erst wieder die Terrassen am M. delle Scale oberhalb Premadio (Fig. 11, 12 u. Prof. VIII Fig. 13). Zweimal folgt dort Untertrias und Verrucano übereinander. Der untertriadische Dolomit — zum Teil gipsführend — bildet die Steilwände, der Verrucano liegt auf den Terrassen. Alles

Fig. 11.

Blick von Bormio auf die Terrassen im M. delle Scale oberhalb Premadio.
(Zeichenerklärung siehe auf Fig. 12, S. 245.)

zeigt Spuren starker Pressung; Rutschflächen und Reibungsbreccien, auch zwischen Verrucano und Dolomit, sind außerordentlich häufig. Der Verrucano liegt unzweifelhaft auf dem Dolomit, er schwimmt und setzt nicht etwa in die Tiefe; sonst würde er doch am Ostgehänge gegen die Adda hinunter zum Vorschein kommen! Am allerschönsten zeigt sich dies auf der oberen Terrasse. Sie endet im Osten mit einer Steilwand, und diese Steilwand besteht nur aus Dolomit. Also nicht etwa Staffelbrüche liegen hier vor, sondern ein regelrechter, wenn auch stark verdrückter übergeschobener Faltenschenkel, bestehend aus untertriadischem Dolomit und Verrucano in verkehrter Lagerung. Die Grenze gegen den nordfallenden Dolomit läßt sich zwar nicht haarscharf angeben, wie das ja immer seine Schwierigkeiten hat, wo Dolomit auf

Dolomit zu liegen kommt; außerdem wirkt wieder die Schutt- und Latschenbedeckung verschleiernd.

Auf der anderen Talseite der Adda, hoch über der Straße, oberhalb der alten Bäder, ungefähr in gleicher Höhe mit den Terrassen im M. delle Scale liegt ebenfalls wieder Verrucano schwimmend mitten im Dolomit, ohne in die Tiefe zu setzen; ein Analogon zu den Terrassen oberhalb Premadio.

Die Nachrichten, die wir HAMMER (1902) über die Südseite des Cristallokammes verdanken, sprechen dafür, daß sich die gleichen Verhältnisse auch weiter nach Osten fortsetzen. Ich erkläre mir auf diese Weise das Erscheinen von Phylliten über einem Gipslager, die mehrmalige Wiederholung von Trias und Kristallin und den südfallenden Dolomit am Fuße der Südwände des Cristallokammes. Nach HAMMER freilich läuft dort ein Bruch, resp. ein System von Staffelbrüchen, seine Zebrulinie. Er hat sie vom Königsjoch bis nach Bormio verfolgt. Von Bormio setzt diese Linie, wie wir gesehen, nach Westen bis Livigno fort. (Daß sie auch noch weiter zu verfolgen ist, zeigen ZOEPPRITZ' Untersuchungen.) Sie ist für mich keine Bruch-, sondern eine Überschiebungslinie, und daran möchte ich trotz HAMMERS Widerspruch (Verh. d. k. k. Geol. Reichs-Anst. Wien 1907, Nr 9) festhalten. Bei den tatsächlichen Verhältnissen, wie sie in unseren Gegenden vorliegen, kommen wir mit der Annahme von Brüchen nicht aus. Wie wollen wir damit das Schwimmen des Verrucano und Kristallin auf dem Dolomit erklären? Lägen wirklich Brüche vor, dann müßten Verrucano und Kristallin, die zwischen — aber nicht „eingeklemmt"! — dem untertriadischen Dolomit und dem obertriadischen der Addascholle lagern, in die Tiefe setzen. Wäre dies der Fall, so würden wir es auf den seitlichen Anschnitten sehen können.

Daß die Linie Livigno—Bormio und weiterhin bis zum Königsjoch die Falten der Addascholle und des Ortlergebirges schräg abschneidet, steht meines Erachtens der Annahme einer Überschiebungslinie nicht im Wege. Das Erscheinen von immer älteren Schichten längs dieser Überschiebungslinie von Westen nach Osten, das immer höhere Emportauchen des Dolomits vom Plator-, Scala- und Cristallokamm erklärt sich recht gut durch die allmähliche Hebung der Adda- und Ortlerscholle, die von Westen nach Osten fortschreitet.

Die Überschiebungsfläche selbst steht sehr steil, fällt aber doch deutlich nach Süden. Daß sie zeitweilig auch einmal nach Norden fällt — in der Valle Corta — ist dabei nichts Auffallendes. Dies ist eben nichts weiter als

eine lokale Unregelmäßigkeit, Faltung, Undulation oder dgl. in der Überschiebungsfläche. Oder sollte jemand behaupten wollen, daß eine derartige Überschiebungsfläche stets eine mathematische Ebene sein müsse? Daß Übergeschobenes und

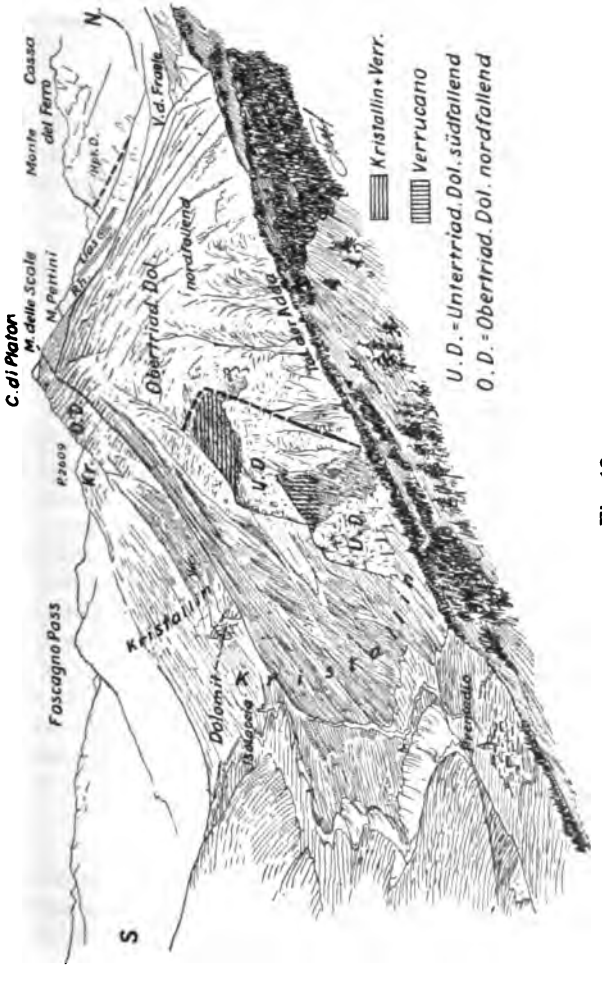


Fig. 12.
Blick von Osten auf die Terrassen oberhalb Premadio und die Dolomitwand von Isolaccia inmitten der kristallinen Schiefer.

Überschobenes diskordant aneinander abstoßen, wie wir es hier stets gesehen haben, ist eine Erscheinung, die keineswegs vereinzelt dasteht, und aus der absolut nicht ein Bruch gefolgert zu werden braucht. Und daraus doch auch nicht, daß

die Neigung der Überschiebungsfläche wenig um die Vertikale schwankt!

Daß Kristallin und Verrucano die Trias des M. delle Scale und Cristallokammes unterteufe, und diese regelmäßig dem Kristallin aufgelagert sei, wie TERMIER behauptet (S. 245) und es auf seinen Profilen zeichnet, das ist nicht der Fall.

Das kristalline Vorland im Süden.

Es fällt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, in den kristallinen Schiefern, deren Stratigraphie trotz mancher Versuche ja noch immer nicht ergründet ist, den Faltenbau zu entwirren. Vielleicht dürfte das überhaupt ein Ding der Unmöglichkeit sein. Sie haben ja vor der alpinen zum Teil wohl schon eine karbonische Faltung durchgemacht. Eines ist klar, daß die kristallinen Schiefer, die ja zum Teil durch tektonische Vorgänge direkt auf die untertriadischen Überschiebungsreste zu liegen gekommen, von den Ursachen, die diese Überschiebung bewirkt haben, mitbetroffen sein mußten. Wir können ferner nicht anders als uns vorstellen, daß das Gebiet südlich unserer Triasberge einstmals auch von Triassedimenten bedeckt gewesen sein mußte, daß diese Trias mit dem Kristallinen eine so heftige Faltung und Zusammenpressung erfuhr, daß daraus Überschiebungen, und zwar, wie wir gesehen, nach Norden, resultierten. In den benachbarten Gegenden, in dem von ZOEPPRITZ untersuchten Gebiete, am Berninapasse, ja selbst noch weiter im Süden bei Poschiavo, finden wir Reste von Triassynklinalen im Kristallinen als Zeugen dafür. Bei uns müssen wir annehmen, daß sie der Erosion bereits zum Opfer gefallen sind, so daß nichts mehr davon erhalten geblieben. Nur eine einzige isolierte kleine Triasscholle liegt bei Isolaccia mitten in den kristallinen Schiefern.

Die Triaseinfaltung bei Isolaccia.

Nördlich über Isolaccia, größtenteils eine senkrechte Dolomitwand bildend, liegt mitten im Kristallinen eine schmale Triaszone (Fig. 12, Prof. VI Fig. 9). Den Dolomit halte ich seiner ganzen Beschaffenheit nach, und besonders auch wegen des Vorkommens der tonig-bituminösen-brecciösen Dolomite, für untertriadisch. Die Wand nimmt nach beiden Seiten hin an Höhe rasch ab. An dem westlichen Ende der eigentlichen Wand liegt ein Gneis, wie wir ihn stets in Vergesellschaftung mit Verrucano kennen, und neben ihm etwas Dolomit. Unter-

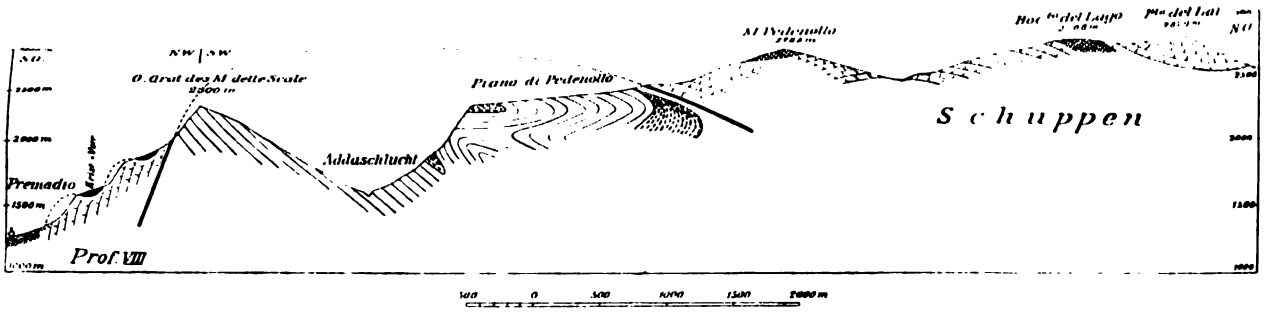

SO.
NW | SW
O. Grat des M. delle Scale
2900 m
Piano di Pedenolla
Addaschlucht
Premadio
Prof. VIII
Schuppen
NO

Fig. 13.

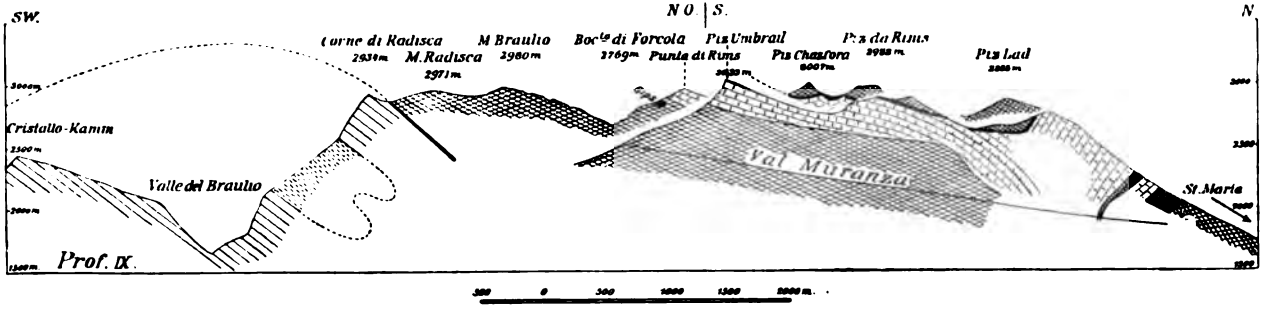

SW.
NO | S.
N
Corne di Radisca
2939 m
M. Radisca
2971 m
M. Braulio
2980 m
Boc.a di Forcola
2769 m
Punta di Rims
Pta Umbrail
Pta Chastora
2955 m
Pta da Rims
Pta Lad
2888 m
Cristallo-Kamm
Valle del Braulio
Val Muranza
St. Maria
Prof. IX.

Fig. 14.

Kristallin
Verrucano
Untertriadischer Dolomit, bzw. Triasdolomit allgemein
Obertriadischer Dolomit
Rauhwacke
Rhät
Schutt
Überschiebungslinien

halb dieser Stelle treffen wir, zusammen mit Dolomit, bunte, metallfarbene Tonschiefer; sie ähneln sehr den rhätischen „herbstlaubfarbenen“ Schieferletten, können aber ebensogut derartige Tonschiefer sein, wie sie im Dolomit des P. Lad vorkommen. Die Grenze zwischen Dolomit und kristallinen Schiefern fällt nicht etwa mit dem Fuße der steilen Wand zusammen. Auch vor der Wand liegt noch Dolomit, und zwar fast ausschließlich die tonig-bituminösen-brecciösen Dolomite. Ringsum wird diese Zone Triasgesteine vom Kristallin umschlossen; dabei wird sie nach den Seiten zu immer schmäler. Der Dolomit ist arg mitgenommen, stark gefaltet und von Rutschflächen durchsetzt; man kann nördliches und südliches, flaches und steiles Fallen beobachten. Alles in allem kann ich mir diese Triaszone im Kristallinen nur erklären als eine schmale, spitze, sehr stark ausgequetschte Synklinale; natürlich lange nicht von der Regelmäßigkeit und Klarheit, wie man es nach THEOBALDs Darstellungen vermuten sollte. Ob diese Synklinale nach Norden oder Süden fällt, ist schwer anzugeben. Steiles Südfallen scheint mir das wahrscheinlichste.

III. Das Gebiet der Deckschollen.

Auf der Stilfser Jochstraße steigen wir in der Addascholle höher und höher hinauf, bis oberhalb Spondalunga, wo die Rhätkalke das Tal überqueren. Weiterhin bewegen sich Straße und Bach noch eine Strecke weit in Dolomit — die Talverengung „Bocca del Braulio“ — dann öffnet sich das Tal plötzlich, und wir treten in den weiten, flachen Talboden des „Piano del Braulio“. Die Trias ist verschwunden, Gneis und Phyllit sind das herrschende Gestein. Alles, was THEOBALD, TERMIER und ROTHPLETZ hier unter diesem Kristallin an „Mittelbildungen“, Verrucano und Rauhwacke erwähnen, woraus alle drei mehr oder minder eine normale inverse Lagerung konstruieren, von all dem konnte ich nichts entdecken. Bei THEOBALD nimmt dies weiter nicht wunder. TERMIERs und ROTHPLETZ' Angaben dürften auf Verwechslung beruhen[1]). Die Addascholle taucht hier unter eine

[1]) Die gelbe Rauhwacke ROTHPLETZ' bei der Ferdinandshöhe halte ich nicht für solche, sondern nur für zerriebenen Dolomit — wie er auch sonst vorkommt — unter der Überschiebungsfläche. Das analoge Vorkommen unter dem Scorluzzo habe ich nicht finden können; es sei denn, daß damit gelbe, aus den schwarzen Rhätkalken durch Druck resultierende Glimmerkalke gemeint sind: der „Streifenkalk“ dürfte wohl ins Rhät gehören (a. a. O. S. 148 u. Prof. 70).

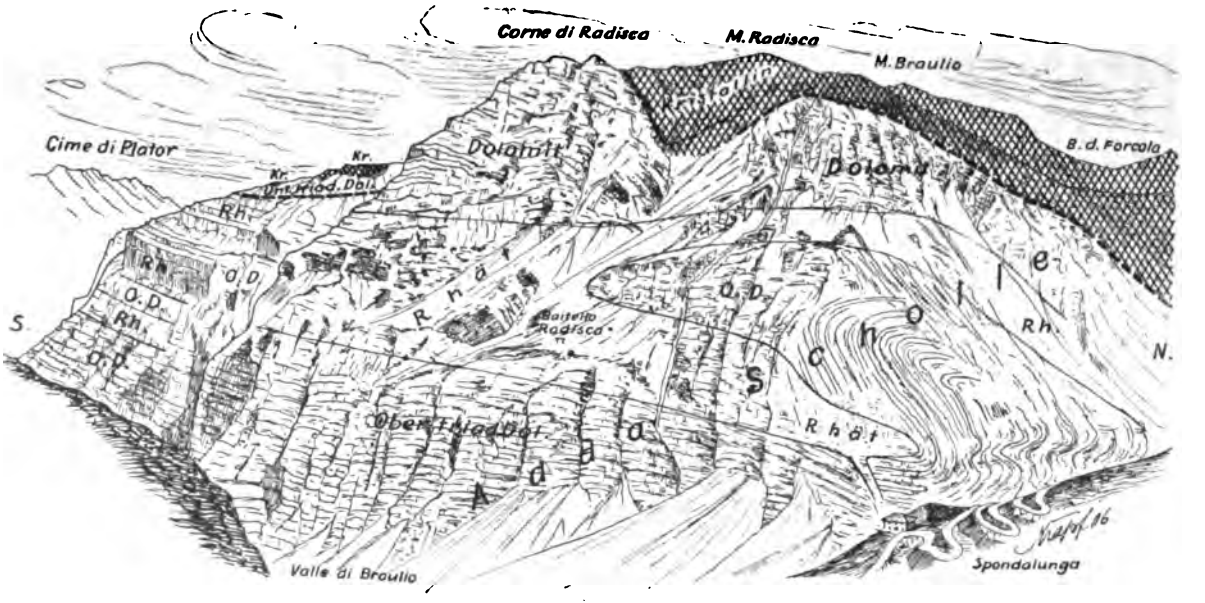


Fig. 15.

Blick aus der Valle dei Vitelli auf die Braulioüberschiebung und die Rhätmulde der Addascholle.

höhere über sie übergeschobene Scholle (Fig. 15, 16 u. 17, Prof. IX Fig. 14). Diese Scholle besteht hier aus dem Kristallin des M. Braulio auf der rechten und dem des M. Scorluzzo auf der linken Talseite; dieses Kristallin trägt den Dolomit des Umbrail und der Punta di Rims. Ich nenne diese übergeschobene Scholle nach dem M. Braulio und dem Braliobache, der in ihr entspringt, die **Braulioscholle.** Auf den Dolomit dieser Scholle legt sich eine nächsthöhere, nur aus Kristallin bestehend (Fig. 16, 17 u. 18); ich nenne sie die **Chazforascholle.**

1. Die Braulioscholle.

Die Kontaktfläche von Braulio- und Addascholle ist eine sehr unregelmäßige. Am M. Radisca, Ost- und Westseite, fällt die Überschiebungsfläche ziemlich steil nach Norden. Zwei kleine kristalline Inseln liegen nahe unter dem Gipfel auf dem Westhang der Corne di Radisca (sie sind in Fig. 16 in eine zusammengezogen). Unter dem M. Scorluzzo muß die Überschiebungsfläche bedeutend flacher liegen, wie wir an dem zwischen Gipfel und Straße plötzlich im Kristallin erscheinenden, von FRECH zuerst beschriebenen Triasdolomitfenster erkennen können; in nächster Nähe, am Stilfser Joche, steht sie fast senkrecht, daher der „Trafoier Bruch".

Wohl nur aus Unkenntnis der tatsächlichen Lagerungsverhältnisse konnte FRECH (S. 76) behaupten, die Überschiebung vom Stilfser Joch verwandle sich weiter westlich in einen Bruch. Er kannte offenbar nur mehr den M. Braulio resp. die Corne di Radisca, wo allerdings die Schubfläche ziemlich steil nach Norden fällt. Gleich weiter westlich liegt sie indes schon wieder ganz flach. Nicht die flache Lagerung „stellt einen Ausnahmefall gegenüber dem vertikalen Verlauf dar" (S. 82), sondern — ich spreche nur von der Gegend westlich vom Stilfser Joch — gerade das Umgekehrte ist der Fall.

Unter dem Kristallinen des Südgrates von P. 2914 und von 2719 liegt als Rest des ausgewalzten Mittelschenkels noch untertriadischer Dolomit (Fig. 16). In diesem Dolomit wurde früher Bergbau auf Eisen getrieben. In der Nähe der alten Eisenminen überlagert er direkt die obere Rhätzone der Addascholle. Ob der Dolomit der Corne di Radisca noch zur Addascholle gehört oder bereits zur Braulioscholle, ob ober- oder untertriadisch, kann ich nicht sicher entscheiden. Mir scheint nach dem Aussehen des

Dolomits und nach der ganzen Art und Weise der Lagerung das erstere das Wahrscheinlichere.

Wie unregelmäßig der Dolomit des verdrückten Mittelschenkels unter dem Kristallinen erhalten ist, zeigt sich gleich ein wenig weiter westlich, wo bei einer kleinen isolierten kristallinen Insel das Kristallin direkt auf die Rhätkalke der Addascholle zu liegen kommt. Diese kleine kristalline Insel und ihre Nachbarschaft ist außerordentlich lehrreich. Sie liegt gerade auf der Südkante des Piano di Pedenollo. Auf drei Seiten um das Kristalline herum, zwischen ihm und dem Rhät, ist noch etwas untertriadischer Dolomit erhalten; aber ringsherum reicht er nicht, im Süden grenzen Rhätkalke und Kristallin direkt aneinander.

Auf der Nordseite von P. 2719, in dem Kessel über dem Piano di Pedenollo, den der M. Pedenollo, der P. 2914 und sein in den P. 2719 umbiegender Westgrat hufeisenförmig umschließt, dort treffen wir wieder den gleichen untertriadischen Dolomit. Er liegt unter dem Kristallin des Hufeisens und bildet auch noch die Stufe, die den oberen Kessel und den eigentlichen Piano di Pedenollo trennt. Aber auf dem Piano nun genau die Grenze anzugeben zwischen Addascholle und Braulioscholle, das muß ich vorläufig noch unterlassen, bis wir einmal ein Kriterium besitzen werden, das uns ermöglicht, in jenen Gegenden die stratigraphische Stellung eines jeden Dolomitvorkommens angeben zu können. Auf der Karte sowohl wie in Fig. 16 ist der Verlauf der Überschiebung nur ungefähr angegeben.

Wie sehr die Braulioscholle in sich gestört ist, das sehen wir deutlich am M. Pedenollo, wo zwischen den beiden kristallinen Gipfeln dieses Berges Dolomit in die Höhe gepreßt erscheint; und ebenso östlich von P. 2719, wo auch an zwei Stellen der Dolomit in das Kristallin hinaufgepreßt oder, was auf das nämliche herauskommt, das Kristallin in den Dolomit hineingepreßt ist. Vielleicht spielen auch kleine Querbrüche hierbei eine Rolle.

Verfolgen wir nun die Braulioüberschiebung weiter nach Westen, und betrachten wir dabei zunächst nur ihre südliche Austrittslinie, so sehen wir, wie das Kristallin, das noch in der Gegend des M. Braulio eine so bedeutende Mächtigkeit besitzt, nach Westen hin fast verschwindet. Dieses plötzliche Ausdünnen ist zwar eine auffallende, aber keineswegs befremdende Erscheinnng; eine Erscheinung, die dem, der Gelegenheit hatte, Gebiete großer Faltenüberschiebungen zu studieren, wohl bekannt ist. Das Kristallin

verschwindet auch nicht vollständig, sondern ist noch weiter in kleinen isolierten Resten erhalten geblieben. Ein solcher Rest liegt im Südosthange des M. Solena, rings umschlossen von untertriadischem Dolomit (Fig. 16, Prof. VII Fig. 10). Steigen wir von ihm ein kleines Stück abwärts, so treffen wir bald auf die Rhätkalke und stehen damit wieder an der Grenze zwischen Braulio- und Addascholle. Diese Grenze hat sich bis hierher um einen ganz bedeutenden Betrag nach Westen gesenkt; der kristalline Rest liegt am M. Solena nur mehr in ca 2500 m Höhe. Diese Senkung macht sich bereits im Osten bemerkbar. Am M. Pedenollo zieht sich der Gneis des Gipfels auffallend weit nach Westen herunter. Ebenso senkt sich das Kristalline von P. 2719 bis zu dem isolierten Reste westlich davon ganz bedeutend.

Wir können also die Braulioüberschiebung von der Bocca di Braulio an der Stilfser Jochstraße bis unter den M. Solena verfolgen. Das Kristallin ist uns dabei ein wichtiger Behelf. TERMIER hat diese Verhältnisse im allgemeinen bereits ganz richtig erkannt. Er weist bereits auf die „diminuation extrêmement rapide" des Kristallinen hin[1]) und meint dann: „Un peu plus loin, les phyllades disparaissent, et l'on n'a plus aucun moyen, dans l'immense étendue du pays calcaire, de destinguer ce qui appartient à la nappe supérieure et ce qui appartient à la nappe inférieure" (S. 246). Und doch ist es uns möglich, die Braulioüberschiebung auch noch weiter nach Westen zu verfolgen und in den Südhängen von M. Cornacchia und Cima della Casina nachzuweisen. Diese Südhänge habe ich zwar nicht mehr vollständig untersucht, aber der Braulioüberschiebung bin ich nachgegangen bis zur Cima della Casina.

In der verschiedenen Zusammensetzung von Addascholle und Braulioscholle: obertriadischer Dolomit und Rhätkalke einerseits und untertriadischer Dolomit andererseits, besitzen wir ein Mittel, die beiden Schollen auch fernerhin voneinander zu trennen. Aber dieses Mittel wäre allein doch sehr unzureichend, wenn uns nicht außerdem noch isolierte Reste des sonst vollständig ausgewalzten Kristallin zu Hilfe kommen

[1]) Unklar und unrichtig ist die Stelle (a. a. O. S. 246): „Près de la cabane Forcola au pied du versant nord du M. Pedenollo, il n'y a que quelques dizaines de mètres d'épaisseur de phyllades entre Trias et Trias." Hier muß eine vielleicht von der Ferne gemachte falsche Beobachtung oder eine Verwechslung vorliegen. Durch, meines Erachtens nach, unzulässige Kombination entstanden sind die ROTHPLETZschen Deutungen in dieser Gegend (vgl. a. a. O. Fig. 69), denen ich mich nicht anschließen kann.

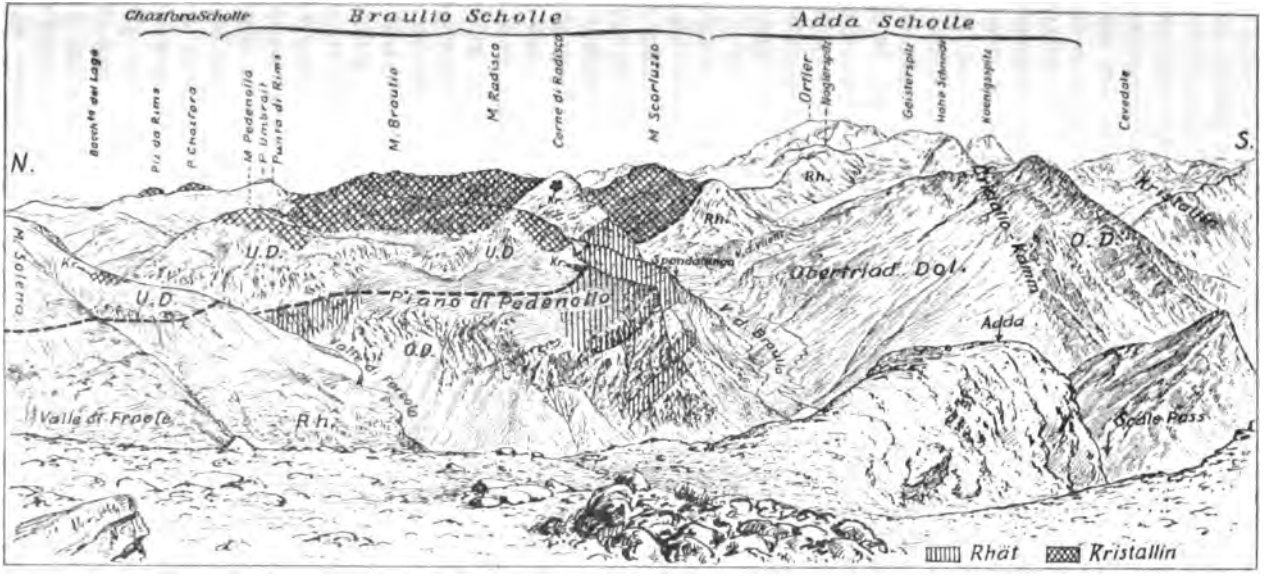


Fig. 16.

Blick vom Kamme der Cime di Plator gegen Osten auf Adda-, Braulio- und Chazforascholle; zeigt den kontinuierlichen Zusammenhang der Addascholle mit dem Ortlergebirge.

würden. Diese Reste liegen, genau wie das im Osten erhaltene Kristallin, entweder direkt auf den rhätischen Kalken, oder sie sind nur durch wenig Dolomit von ihnen getrennt.

Quert man, ausgehend von dem oben erwähnten kristallinen Rest unter dem M. Solena, den Südhang dieses Berges nach Westen, so stößt man alsbald auf zwei weitere isolierte solche Vorkommnisse; bei dem ersten findet sich auch Verrucano! Ob sie mit dem ersterwähnten kristallinen Rest in direktem Zusammenhang stehen und nur durch die Schuttbedeckung isoliert erscheinen, oder ob sie tatsächlich nach den Seiten hin auskeilen und abgequetscht sind, das läßt sich eben wegen der Schuttbedeckung nicht entscheiden; aufgeschlossen sind sie hauptsächlich dadurch, daß sie in zwei großen Rinnen liegen. Bei weiterer Fortsetzung des Quergangs nach Westen bzw. Nordwesten hin ist es mir nicht gelungen, weitere Reste zu finden. Sie mögen vielleicht vorhanden sein, Brocken von kristallinen Gesteinen im Schutt machen es wahrscheinlich, aber die Schuttbedeckung ist hier wieder so stark, daß sie nichts erkennen läßt.

Ein weiterer kristalliner Rest — wir bleiben zunächst immer noch auf der Südseite — findet sich dann erst wieder östlich unter dem letzten Gipfelaufbau des M. Cornacchia auf dem Grate, den P. 3040 bildend, unmittelbar auf Rhätkalken (Prof. VI Fig. 9). Wir sehen, daß sich die Schubfläche im Vergleiche zum M. Solena wieder um einen bedeutenden Betrag gehoben hat, oder mit anderen Worten, daß der M. Solena eine beträchtliche Einsenkung der Braulioscholle in die Addascholle darstellt. Dies äußert sich auch in der gut erkennbaren regellosen Faltung, Stauung und Zertrümmerung seines Dolomits. Westlich vom M. Cornacchia, auf dem Grate, in gleicher Höhe wie vorhin, P. 3028, liegt wieder Kristallin, diesmal von den Rhätkalken getrennt durch etwas Dolomit. Zwei weitere kleine Reste treffen wir auf dem Grate, der sich von P. 3020 zu der Scharte hinabsenkt, die Valle Paolaccia und Val da Tea fondata verbindet. Westsüdwestlich unter dem P. 3033 des Ostgrates der Cima della Casina (Prof. V Fig. 8) liegt ein letzter kristalliner Rest; noch weiter im Westen scheinen solche vollständig zu fehlen. Dieser letzte Rest liegt in einer Höhe von ca. 2850; direkt unter ihm stehen die rhätischen Kalke an, die sich durch die ganze Südwand der Cima della Casina hindurchziehen und den P. 2858 bilden. Wenn man diese Südwand der Cima della Casina von ferne überblickt, fällt einem sofort dieses Band der rötlich verwitternden Kalke auf. Auch ROTHPLETZ macht

darauf aufmerksam und vermutet dort eine Schubfläche und einen Zusammenhang mit der von BÖSE beschriebenen „Verwerfung“ bei Grasso di Gallo im Spöltale. In der Tat ist eine solche Fortsetzung der Braulioüberschiebung sehr wahrscheinlich: Die Kalke des P. 2858 streichen hinüber in die Cassa del Ferro und beteiligen sich offenbar sehr stark an der Zusammensetzung ihres Nordgrates; bei der Einmündung der Valle del Gallo grenzt daran — nach BÖSE — untertriadischer Dolomit. Natürlich ist eine Bestätigung dieser Vermutung durch genauere Untersuchungen noch abzuwarten.

Die Austrittslinie der Braulioüberschiebung liegt aber nicht etwa stets nur auf der Südseite des schweizer-italienischen Grenzkammes, wo allein wir sie bis jetzt betrachtet haben. Zwar taucht die Addascholle unter die Braulioscholle unter, aber sie verschwindet unter dieser nicht vollständig, sondern kommt auch auf der Nordseite des Kammes noch zum Vorschein. Nördlich unter dem Gipfeldolomit des M. Cornacchia, der, über der Braulioüberschiebungslinie liegend, ebenso wie der Gipfelaufbau der Cima della Casina und die oberen Teile des diese beiden Gipfel verbindenden Gratstückes der Braulioscholle angehört, erscheinen wieder die gleichen Rhätkalke wie auf der Südseite (Prof. VI Fig. 9). Sie stehen in Zusammenhang mit den Kalken, die unter dem Kristallin des P. 3042 eine kurze Strecke weit die Grathöhe einnehmen und auch noch die südlichen Abstürze des Grates zu dem kleinen Gletscher bilden. Auch auf dem Gipfel des P. 2959 liegen die gleichen Kalke. Es nimmt hier die Addascholle ein kurzes Stück die Grathöhe selbst ein und unterbricht damit den kontinuierlichen Zusammenhang der überdeckenden Braulioscholle. Zum Beweise, daß wir es hier wirklich mit Rhätkalken zu tun haben, und uns tatsächlich wieder in der Addascholle befinden, führe ich fernerhin an, daß sich nördlich unter dem P. 2959 als das Liegende dieser Rhätkalke die charakteristischen „Plattenkalke“ finden. Dies bestärkt mich in der Annahme, den Dolomit der rechtsseitigen Hänge von Val da Tea fondata für obertriadisch zu halten und der Addascholle zuzurechnen.

Und ich glaube, daß auch noch am Nordfuße des Cucler da Jon dad' Ontsch und in der Gegend von Dössradond die Addascholle unter der darüberliegenden Braulioscholle zum Vorschein kommt. Denn die Berge in dieser Gegend, westlich und östlich von Val Schumbraida, der Cucler da Jon dad' Ontsch und der Monte Forcola sind nichts Einheitliches, sondern setzen sich ebenfalls aus verschiedenen Schubmassen zusammen.

Dies zu erkennen, dazu verhelfen uns wieder vereinzelte kristalline Reste, die auch hier den Verlauf der Braulioüberschiebung anzeigen. In der Scharte südlich vor dem Cucler da Jon dad' Ontsch und etwas östlich von P. 2790 liegen zwei solcher kleiner kristalliner Reste. Drei weitere gucken nördlich und nordwestlich unter dem Gipfelaufbau des Monte Forcola aus dem Schutt hervor[1]), und ein etwas größerer nimmt die Scharte 2736 zwischen M. Schumbraida und M. Forcola ein. Sie stehen offenbar miteinander sowohl sowie mit dem ausgedehnteren kristallinen Komplex vom Passo dei Pastori in Zusammenhang, wenn auch in keinem ununterbrochenen; sei es nun, daß nur der reichliche Schutt den direkten Zusammenhang verschleiert, oder daß wir es mit tatsächlich isolierten und abgequetschten Resten zu tun haben. Die Verbindung des Kristallin der Scharte 2736 mit dem des Passo dei Pastori muß unten um den M. Forcola herum gesucht werden, und zwar auf der Südseite sowohl wie auf der Nordseite — schon das Auftreten von Kristallin rings um den Berg herum weist darauf hin — und nicht etwa oben, über die kleine kristalline Kappe des Südgipfels hinweg; diese gehört einer nächsthöheren Überschiebungsscholle an.

Die Auffassung, wie ich sie noch 1907 in meiner Dissertation vertreten hatte, ist nicht haltbar; ich wußte damals noch nicht, daß, wie ich mich inzwischen überzeugte, das Kristallin des Passo dei Pastori im Westen deutlich unter den Dolomit des M. Forcola einschießt, daß auch, auf der Westseite dieses Berges Kristallin liegt, und daß diese kristallinen Reste rings um den Berg herum zu finden sind, Tatsachen, die entschieden gegen meine damalige und für meine jetzige Auffassung sprechen. Die auffallende Übereinstimmung, die in der Art und Weise des Auftretens und der Lage zwischen dem Kristallin der Scharte 2736, dem unter dem Cucler da Jon dad' Ontsch und dem von P. 3042 und 3028 besteht, ließ mich schon damals einen Zweifel an der Richtigkeit der vorgenommenen Verteilung auf die einzelnen Schollen aussprechen. Heute fallen für mich diese Schwierigkeiten fort; und ich glaube, daß die Auffassung, die in diesen Dolomitbergen keine einheitlichen Massen mehr sieht, in die nur hie und da kleine Teile einer höheren kristallinen Decke hineingefaltet sind, eine bessere Erklärung gibt (Prof. VII Fig. 10).

[1]) Auf der Karte sind die kristallinen Reste als isoliert im Dolomit liegend gezeichnet; tatsächlich ist dies aber nicht so der Fall, doch konnte des kleinen Maßstabes wegen der Schutt nicht als solcher ausgeschieden werden.

Den genauen Verlauf der Schublinie festzulegen, ist freilich sehr schwer, da ja meist Dolomit auf Dolomit zu liegen kommt; wo die kristallinen Reste fehlen, besonders in der Gegend der Val Schumbraida, kann der Verlauf der Schublinie nur ungefähr angegeben werden. Immerhin ist nicht nur ein Unterschied zwischen dem überschobenen obertriadischen und dem übergeschobenen untertriadischen Dolomit zu erkennen, auch im Fallen der Schichten besteht eine Verschiedenheit. Erblickt man z. B. den Cucler da Jon dad' Ontsch von Westen her, so wird einem sofort dieser Unterschied auffallen. In den untersten Hängen sieht man den Dolomit ruhig nach Norden fallen, und darüber liegt diskordant, z. T. nach Süden fallend, wie an der Nordkante deutlich zu sehen, wie ein fremdes auffallendes Gebilde der eigentliche Gipfelklotz; sein Dolomit ist auch im ganzen Habitus von dem darunterliegenden verschieden. Auf der Nord- und Ostseite machen sich diese Unterschiede ebenfalls bemerkbar, wenn auch weniger deutlich in die Erscheinung tretend.

Ich glaube, daß auch noch westlich von Val da Tea fondata die gleichen Verhältnisse vorliegen, daß von den Bergen La Casina, P. dellas Palas und P. la Monata nur die oberen Teile der Braulioscholle, die unteren aber der Addascholle angehören, daß also auch die Nordseiten dieser Berge ebenso wie ihre Südseiten nichts Einheitliches sind. Ich habe die hier in Frage kommenden Gegenden nicht mehr untersucht und beschränke mich daher darauf, nur meiner Vermutung Ausdruck zu geben, ohne auf die meist nur aus der Ferne gemachten Beobachtungen eingehen zu wollen, die mir diese Vermutung als sehr wahrscheinlich erscheinen lassen.

Östlich von Dössradond verschwindet die Addascholle, wie ich glaube, vollständig unter der Braulioscholle. Abgesehen davon, daß es a priori nicht einmal notwendig ist, daß die Addascholle überhaupt sehr weit unter die Braulioscholle fortsetze, ist ein weiteres Zutagekommen schon wegen des allgemeinen Absinkens nach Norden nicht zu erwarten. Dieses Absinken nach Norden kommt am schönsten in der Val Muranza zum Ausdruck.

Durch den Einschnitt dieses Tales wird ferner einwandfrei dargetan, daß das Kristallin des M. Braulio, des obersten Brauliotales, des M. Scorluzzo wirklich den Dolomit der Punta di Rims und des Piz Umbrail unterteuft, daß der Dolomit auf diesem Kristallin aufliegt[1]).

[1]) Für die Existenz der „rhätischen Randspalte" ROTHPLETZ' in dieser Gegend ist dieser Umstand freilich sehr mißlich. ROTHPLETZ

Ob der Dolomit aber normal oder verkehrt liegt, das geht aus der bloßen Auflagerung noch nicht hervor. Er wird ja abermals von Kristallin überlagert, könnte also sehr wohl verkehrte Lagerung besitzen. In der Tat liegen die Verhältnisse so, daß keine der beiden Deutungen mit absoluter Sicherheit vertreten werden kann, doch ist eine normale Lagerung nach allem das Wahrscheinlichere. Eine regelmäßige Schichtenfolge liegt aber nicht vor. Von all dem, was THEOBALD und auch GÜMBEL (1893, S. 29) am Fuße des Umbrail an untertriadischen Schichten angeben, ist in Wirklichkeit nichts zu sehen. Der Dolomit des Umbrail liegt unmittelbar auf den kristallinen Schiefern; eine Lücke in der Schichtenfolge ist hier sicher vorhanden (Ausquetschung?). Erst in der Gegend des Piz Lad stellt sich unter dem grauen Umbraildolomit ein geblicher Dolomit mit Tonschieferbänken und darunter Rauhwacke ein. Der gleiche Dolomit mit Tonschieferbänken liegt im Hintergrund der Valle Forcola unter dem grauen Dolomit des Passo dei Pastori — Bocchetta del Lago — Punta di Rims — Umbrail. Und auch ein schmaler Streifen Rauhwacke liegt hier zu allerunterst. Doch glaube ich, daß dort Schuppenstruktur vorliegt und keine normalen Lagerungsverhältnisse. Unter der Punta di Rims treffen wir ein Gipslager. Zur Entscheidung der Frage, ob der Dolomit des Umbrail und der Punta di Rims normal oder verkehrt liege, kann dieses Gipslager ebensowenig herangezogen werden wie zu Altersbestimmungen. Leider ist die Schuttüberdeckung so groß, daß man einen Einblick in die Lagerungsverhältnisse nur auf dem kleinen Seitengrate zwischen Punta di Rims und Bocchetta di Forcola bekommen kann. Hier liegt der Gips auf Gneis und über ihm ebenfalls etwas Gneis; darüber erst der Dolomit. Somit ist wohl das Gipslager nur der Rest einer Synklinale, ein Zeichen für die Lückenhaftigkeit der Schichtenfolge am Umbrail[1]). Solcher kleiner Triassynklinalen im Kristallinen gibt es noch zwei weitere: eine unter dem Umbrail an der Wasserleitung der IV. Cantoniera, eine zweite unter dem P. 2860 im Hintergrunde der Valle Forcola. Alles Anzeichen einer gegenseitigen Verfaltung und Verzahnung von Kristallin

---

hilft sich damit, daß sich die Verwerfung hier im Kristallinen selbst abspielen soll (s. seine Prof. 71—73). Zu beobachten ist dies natürlich nicht, es zerreißt sogar den augenscheinlichen Zusammenhang des Gneises am M. Braulio mit dem an der Rötelspitze, und wird nur aus der Existenz der Randspalte in der Valle Forcola gefolgert.

[1]) Über die eventuelle Möglichkeit des prätriadischen Alters dieses Gipslagers vgl. im stratigraphischen Teil.

und Trias, Spuren gewaltiger Gebirgsbewegungen, über die uns die anscheinend ruhige Lagerung in den Dolomitbergen nicht hinwegtäuschen darf. Treffen wir doch auch in ihnen überall auf weitgehende Zertrümmerung und Zerrüttung des Gesteins.

Die Braulioscholle ist kein ungestörtes Ganze, sondern scheint selbst ziemlich kompliziert gebaut zu sein. Bald sind größere Massen ausgequetscht worden, bald wieder muß eine mehrfache Schuppung und Übereinandertürmung stattgefunden haben. So allein erklärt sich die große Mächtigkeit des Dolomits am M. Schumbraida. Wenn man den Berg von Osten her betrachtet, sieht man deutlich, daß er aus verschiedenen Schuppen aufgebaut ist, ohne freilich in diesen übereinandergetürmten Dolomitmassen irgend eine Gesetzmäßigkeit erkennen zu können. Auch der Dolomit des Mittelschenkels muß hierbei stark beteiligt sein, wie auch in der Gegend von C. Forcola, Lago Forcola und Bocchetta del Lago. Mir wenigstens erklären sich die sonst schwer zu deutenden Verhältnisse am besten dadurch, daß ich den Dolomit der Nordseite des M. Pedenollo, unter der kristallinen Gipfelkappe, den des P. 2776, der ebenfalls unter dem Kristallin von P. 2914 und M. Braulio liegt, sowie denjenigen, der unter dem Kristallin der Bocchetta del Lago und des Passo dei Pastori zum Vorschein kommt, als Dolomit des Mittelschenkels auffasse. Dabei rechne ich also auch das Kristallin des Bocchetta del Lago zur Braulioscholle und nicht zur nächsthöheren Chazforascholle und gebe ihm die gleiche Stellung wie dem Kristallin der Bocchetta Forcola. Aber der unmittelbare Zusammenhang zwischen beiden ist unterbrochen. Nachdem am M. Schumbraida offenbar mehrere Schuppen vorliegen, mag sich diese Schuppenbildung auch hier noch geltend machen und bewirken, daß Dolomit des Mittelschenkels und Dolomit des Hangendschenkels mit und ohne kristalline Zwischenlage übereinander zu liegen kommen; und es wird für uns sehr schwer, den ursprünglichen Zusammenhang zu erkennen. So ist es auch schwierig, zu entscheiden, ob ein kleiner — auf der Karte nicht verzeichneter — Dolomitfleck im eigentlichen Sattel des Passo dei Pastori dem Hangend-Dolomit angehört und auf dem Kristallin liegt, oder ob er, dem Mittelschenkel angehörend, unter dem Kristallin hervorguckt.

Die ruhige Lagerung, das gleichmäßige konstante Fallen nach Norden, beschränkt sich nur auf den Umbrail, den P. 2817, die Punta di Rims, den P. 2860 und den Piz del Lai. Nördlich von diesen Bergen, am M. Praveder, der Stufe unter dem Lai da Rims, am Piz Mezdi und Piz Lad wird die

Lagerung sehr unruhig; es herrscht dort, wie ich mich am liebsten und einfachsten, freilich auch sehr ungelehrt ausdrücken möchte, ein großes Durcheinander. An manchen Stellen sieht man den Dolomit in Sättel und Falten gelegt, aber es ist ein wertloses Bemühen und ein Ding der Unmöglichkeit, in diesen Dolomitmassen einem detaillierten Faltenwurf nachforschen zu wollen. Und man muß sich vor dem Fehler hüten, den wenigen Stellen, wo man nun gerade dies und jenes Fallen wirklich erkennen kann, eine allgemeine Bedeutung zuzuschreiben.

Im allgemeinen scheint im Norden, wenigstens am Piz Lad, eine enge, steil nach Süden fallende C-Falte vorhanden zu sein. Denn am ganzen Nordhang des Piz Lad und am Pizett fallen die Schichten steil nach Süden. Am Pizett beobachten wir außerdem noch ein Herunterbiegen ins Muranzatal mit nord-südlichem Streichen.

Im Nordhange des Piz Lad liegt ein schmaler Streifen kristallinen Gesteins, genau dem gelben Rauhwackenbande folgend, das den ganzen Berghang durchzieht (Prof. IX Fig. 14). Wir treffen ihn auch unten in der Val Plaun della Fracha noch unter der Rauhwacke, östlich jedoch von P. 2310 begleitet er sie zwar noch eine Zeitlang, dort aber, wo sie steil in die Val Muranza herunterbiegt, ist er bereits verschwunden. Wir haben in diesem schmalen Streifen kristallinen Gesteins eine dünne, geschleppte, abgequetschte Lage des kristallinen Untergrunds vor uns.

Der Dolomit, der unter ihr liegt, darf infolgedessen mit den darüberliegenden Rauhwacken und Dolomiten in keinen Zusammenhang gebracht werden. Der P. Lad besteht hier in seinem unteren Teile aus zwei Schuppen, wobei es nicht ausgeschlossen wäre, daß in der unteren wieder die Addascholle zum Vorschein kommt. Indes fehlen dafür bestimmte Anhaltspunkte.

Das auffallend schiefrige, grüne, kristalline Gestein ist nach den freundlichen Untersuchungen von Dr. HAMMER ein sehr stark zersetzter und umgewandelter Diabasporphyrit. Daß hier am P. Lad in dieser dünnen Schuppe keine anderen kristallinen Gesteine auftreten, ist natürlich nur ein Zufall. Nach Osten hin verschwindet dieses schmale Band von Diabasporphyrit. Während bei Punt Teal Rauhwacke und Dolomit das Muranzatal übersetzen und auch fernerhin für das Vorhandensein einer Störungslinie zeugen, fehlt der Diabasporphyrit; erst oberhalb des Tobels von Val Schais erscheint er wieder.

2. Die Chazforascholle.

Der Dolomit der Braulioscholle wird abermals von Kristallin überschoben, das aber keinen weiteren Dolomit mehr trägt. Es ist nur mehr im Osten unseres Gebiets und nur mehr in isolierten Kappen auf den Gipfeln und Kämmen erhalten. Es sind die Reste einer ehemals zusammenhängenden einheitlichen Decke der „Chazforascholle". Sie besteht nur aus Kristallin.

Ihre Auflagerung auf dem Dolomit der Braulioscholle offenbart sich am besten auf dem Kamme, der vom P. Umbrail zum Piz Lad zieht. Am schönsten sieht man dies von Osten aus, von der Höhe des Stilfser Joches und den Bergen nördlich davon (Fig. 17). Einem jeden, der unsere Gegend auch nur flüchtig durchstreift, wird dies sofort auffallen. Auch von Westen her betrachtet, erkennt man sehr schön das Schwimmen des Kristallin; man sieht, daß es nur die Gipfel und die oberste Kammhöhe einnimmt (Fig. 18).

Das heutige Verbreitungsgebiet der Chazforascholle ist nicht sehr groß. Es beschränkt sich, abgesehen von Piz Chazfora — Piz da Rims — Piz Lad, auf einen isolierten Lappen auf dem Nordostgrade des Piz Lad, auf die Kappe des M. Praveder und auf einen letzten kleinen Rest, der den Südgipfel des M. Forcola krönt.

Die Auflagerungsfläche auf der Braulioscholle ist wiederum ziemlich unregelmäßig. Vom Piz Chazfora, wo sie am höchsten liegt, senkt sie sich erst langsam über den Piz da Rims zum Piz Lad und von da schneller zum Piz Mezdi. Auch der isolierte Rest auf dem Nordostgrate des Piz Lad liegt viel tiefer als die kristalline Kappe des Gipfels; die Überschiebungsfläche senkt sich hier gegen Osten. Schon in der Scharte zwischen Piz Chazfora und Piz da Rims sehen wir, wie unregelmäßig die Kontaktfläche ist; hier ist etwas Dolomit in das überlagernde Kristallin emporgepreßt. Darüber müssen wir uns immer klar sein, daß die übergeschobenen und die überschobenen Teile zusammen disloziert wurden, sei es nun durch nachträgliche Störungen, sei es durch den Überschiebungsvorgang selbst. Auch die kristalline Kappe des M. Praveder ist durch einen Dolomitstreifen in zwei Teile getrennt; Grund dafür ist wohl ein lokales Absinken nach Westen.

1907 habe ich auch noch andere kristalline Vorkommnisse als die eben erwähnten zur Chazforascholle gerechnet. Ich habe dabei freilich annehmen müssen, daß sie tief in ihre

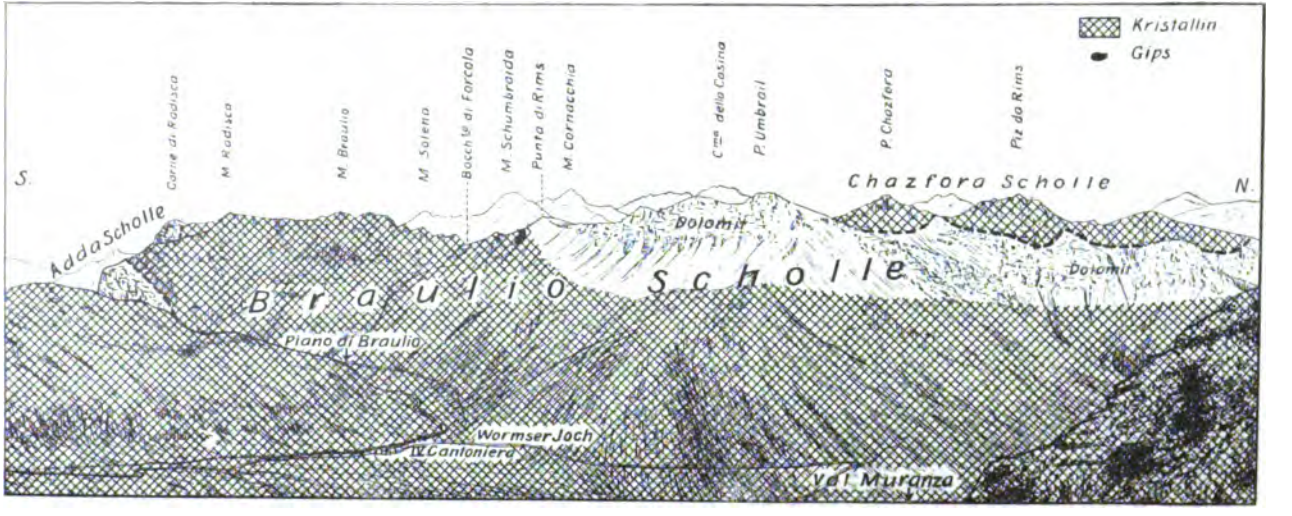


Fig. 17.

Blick von der Rötelspitze gegen Westen; zeigt das Untertauchen der Addascholle unter das Kristallin des M. Braulio und die Überlagerung der Braulioscholle durch die Chazforascholle.

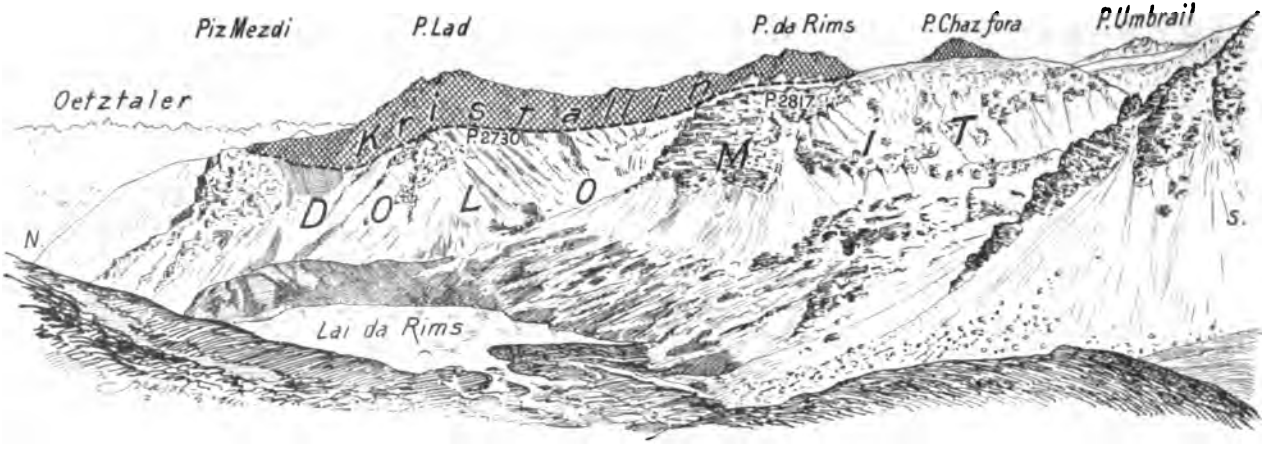


Fig. 18.

Blick von Westen auf die Chazforaüberschiebung.

Unterlage eingesenkt bzw. eingefaltet wären. Heute erblicke ich in den hier in Frage kommenden kristallinen Resten — wie oben gezeigt — die Äußerung nicht der Chazfora-, sondern der Braulioüberschiebung. Ich glaube damit für die bestehenden Verhältnisse eine bessere Erklärung gefunden zu haben.

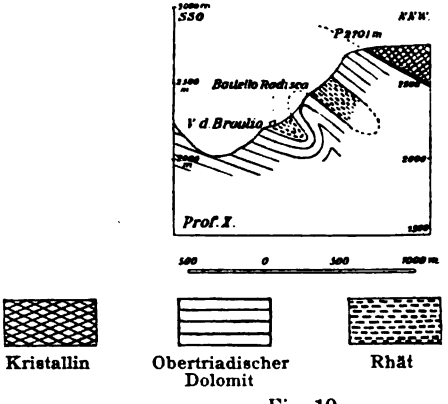


Fig. 19.

Herkunft der Deckschollen.

Wir wissen, daß die Neigung einer Schubfläche und das allgemeine Einfallen der Schichten für die Richtung, aus welcher der Schub gekommen, nicht maßgebend sind. Wenn wir daher sehen, daß sich die drei übereinanderliegenden Schollen: Adda-, Braulio- und Chazforascholle nach Norden senken, so muß daraus natürlich nicht unbedingt eine Überschiebung aus Norden gefolgert werden; der Annahme eines Schubs aus Süden wäre dieser Umstand kein Hindernisgrund. TERMIER hat für seine „nappes", die er in unserer Gegend ausgeschieden, von allgemeinen Erwägungen ausgehend, einen solchen Schub aus Süden angenommen. Aber den Nachweis, daß irgend eine seiner „nappes" nach Süden fortsetze, konnte er nicht erbringen; ihre Wurzeln liegen bei ihm in der Luft, so hoch, daß sie der Erosion bereits zum Opfer gefallen. TERMIER hatte angenommen, daß die Trias des Cristallokammes und des M. delle Scale normalerweise auf den kristallinen Schiefern läge, und alles ruhig nach Norden falle. Daß vor dem nordfallenden Dolomit noch eine Zone steil nach Süden fallender Untertrias liegt, in verkehrter Lagerung, als überschobener Hangend-Schenkel, davon wußte er nichts.

Wir haben gesehen, daß diese Überschiebungsreste im Süden auf die Addascholle hinaufgeschoben sind, und daß die Addascholle im Norden überschoben wird von den gleichen Gesteinen, wie wir sie südlich treffen. Was ist da natürlicher, als diese beiden Überschiebungen zu verbinden, sie als eine ursprünglich zusammenhängende Decke aufzufassen? Demnach wären die Überschiebungsreste im Süden die rückwärtige Fortsetzung der Braulioscholle. Die Wurzeln und die Herkunft der Braulioscholle wären im Süden zu suchen.

Der untertriadische Dolomit im Süden, auf dem ja, wie wir gesehen, Kristallin liegt, entspricht dem Dolomit, der unter dem Kristallin der Braulioscholle stellenweise noch erhalten geblieben, auf dem also auch noch das Kristallin der Braulioscholle lagert. In diesem Dolomit liegen die alten Brauneisensteingruben vom Pedenollo unter dem P. 2719. Der Dolomit ist der Rest des verdrückten Mittelschenkels. Das Erzvorkommen hängt möglicherweise mit der gewaltigen Pressung und Ausquetschung zusammen. Dieser Dolomit nimmt nach unserer Auffassung tektonisch die gleiche Stellung ein wie der untertriadische Dolomit südlich unter dem P. 2931 und 2944 der Cime di Plator. Daß auch hier auf den zahlreichen Klüften Brauneisenstein auftritt, das ist vielleicht kein bloßer Zufall!

Verrucano, wie wir ihn im Süden treffen, fehlt in der Braulioscholle im allgemeinen; TERMIERs Profile sind in dieser Hinsicht nicht richtig. Der Verrucano ist eben ausgequetscht, was ja weiter nichts Auffallendes ist. Ein kleiner Rest ist aber auch in der Braulioscholle doch noch vorhanden: unter dem M. Solena.

Auf dem untertriadischen Dolomit im Süden liegt Kristallin, nicht nur in Resten wie auf der Terrasse in der Südwand der Cime di Plator und oberhalb Premadio; auf ihm liegt auch das ganze Kristallin südlich von ihm, denn er ist ja verkehrt gelagert und fällt nach Süden. Zu diesem Kristallin bildet das der Braulioscholle die Fortsetzung.

Das Kristallin der Braulioscholle trägt Triasdolomit. Bei Isolaccia sehen wir den letzten Zeugen dafür, daß auch diese Trias einst im Süden vorhanden war. Alles andere hat die Erosion entfernt, da es viel höher lag. Gehen wir aber nach Westen in die von ZOEPPRITZ untersuchte Gegend, da sehen wir südlich der großen Liasschieferzone schmale mesozoische Synklinalen zwischen kristalline Gesteine eingeklemmt,

ein „pays des racines“, wie es die Franzosen nennen würden. Dort ist die Wurzelregion erhalten geblieben; bei uns, wo sie wohl etwas höher lag, ist sie bereits der Erosion zum Opfer gefallen. Wie unsere südliche Überschiebungslinie jenseits des Spöl fortsetzt, ob sie dort vielleicht in einen regelmäßigen Faltenbau sich auflöst, ist eine Frage, die ohne weiteres aus den ZOEPPRITZschen Profilen nicht beantwortet werden kann. Ich glaube nicht, daß überall dort, wo der Verfasser einen mehr oder minder regelmäßigen Faltenbau annimmt, auch wirklich ein einheitliches, wenn auch sehr stark ausgequetschtes Ganze vorhanden ist. In seinen Profilen VIII bis XI kommt unsere südliche Überschiebung noch recht gut zum Ausdruck[1]), wenn man die untere Trias statt nach Norden nach Süden fallen läßt. Man weiß ja, wie schwer es oft ist, das tatsächliche Fallen zu erkennen! Als eine Fortsetzung dieser Überschiebung nach Norden betrachte ich die schmale Zone von älteren Triasgesteinen unter der Corna dei Cavalli. Das ganze Auftreten, das schnelle Aufhören nach den Seiten hin, spricht für eine von Süden hinübergeschobene Scholle; die Aufeinanderfolge der Schichten (an der Oberfläche! a. a. O. Prof. XIV) erinnert sehr an die Verhältnisse auf den Terrassen oberhalb Premadio. Das Einfallen in den Berg hinein, wie ZOEPPRITZ es zeichnet, ist ja nur hypothetisch; hineinsehen hat er ja nicht können.

Die Chazforascholle stammt entweder auch aus der Gegend südlich der Triassynklinale von Isolaccia[2]), oder sie ist eine sekundäre höhere Abzweigung. Als eine Fortsetzung der Chazforascholle betrachtet TERMIER die kristallinen Kappen von Piz da Rims und Cornet in der Lischannagruppe. Gegen diese Auffassung nimmt SCHILLER (1906) ganz entschieden Stellung. Er betrachtet sie als rein lokale Überfaltungen des kristallinen Untergrundes im Süden über das Mesozoikum. Am Piz Lad (an der österreichisch-schweiz. Grenze) konnte SCHILLER ein derartiges Überschiebungsscharnier, eine rein lokale Überdeckung durch das Kristalline, direkt beobachten. Für die Natur der Chazforascholle als Überfaltungsscholle ist es ganz gleichgültig, ob sie auf weitere Strecken hin fortbewegt wurde, oder ob die Bewegung schon bald wieder zum Stillstand gekommen. Nach SCHILLERS Untersuchungen müssen wir letzteres annehmen und müssen die Gneiskappen in der Lischannagruppe als neu sich ab-

[1]) Der „Wetterstein“ dort ist sehr problematisch!
[2]) Natürlich nicht von diesem einzigen Punkte!

zweigende Faltenüberschiebungen uns vorstellen. Im übrigen ist es zwecklos, heute schon über den Zusammenhang mit der Lischannagruppe Vermutungen anstellen zu wollen, bevor das dazwischenliegende Stück genau untersucht ist.

Nach SPITZ, der z. Z. mit der Untersuchung der hier in Frage kommenden Gegenden beschäftigt ist, scheint es sich um neu sich abzweigende Faltenüberschiebungen zu handeln. Er berichtet in seiner vorläufigen Mitteilung von drei Systemen von NO bis NNO streichenden, kurzen, liegenden Falten und von an zahlreichen Stellen erhaltenen Antiklinalscharnieren, die gegen NW (bzw. WNW), und Synklinalscharnieren, die gegen SO (bzw. OSO) gerichtet sind. Sollte etwa in diesen Streichrichtungen ein Widerspruch gegen die Annahme des Süd-Nord-Schubes und ein Argument für einen Ost-West-Schub erblickt werden, so gebe ich zu bedenken, daß diese Erscheinungen mit einer ursprünglichen Schubrichtung von S nach N wohl in Einklang zu bringen sind. Es braucht nur ein allgemeines Absinken nach O hin vorzuliegen — wie es sich ja auch am Piz Lad und Pizett bemerkbar macht — so kann daraus NO- bzw. NNO-Streichen resultieren. Auf keinen Fall erschiene es mir angängig, deshalb etwa die Chazforascholle aus O herzuleiten. Dem widerspräche schon das Fortsetzen des Rauhwackenzuges von P. Lad nach O hin und das Auftreten einzelner Dolomitreste in den östlich gelegenen Bergen wie P. Minschuns und Umgebung.

Wenn wir nun auch die Braulio- und Chazforascholle als Überschiebungen annehmen müssen, hervorgegangen aus Überfaltung, so ist es deshalb noch lange nicht nötig, daß die Trias zwischen dem Kristallin der Braulio- und dem der Chazforascholle doppelte Lagerung haben müsse, wie ROTHPLETZ contra TERMIER fordert. Die Ausquetschung bzw. das Zurückbleiben des Mittelschenkels ist heute schon an so vielen Beispielen studiert und nachgewiesen — ich erinnere nur an das klassische Beispiel der M. Terriblekette im Schweizer Jura, wo wir Schritt für Schritt das Zurückbleiben des Mittelschenkels verfolgen können —, daß der ausdrückliche Hinweis darauf eigentlich überflüssig sein könnte. Ausgeschlossen ist indes die Erhaltung des Mittelschenkels natürlich nicht. Und daß bei uns an den fraglichen Stellen zum Teil eine verkehrte Schichtenfolge vorliegt, das wäre gewiß nicht unmöglich; um diese Frage aber mit Sicherheit beantworten zu können, dazu müßte man erst ein Mittel haben, die verschiedenaltrigen Triasdolomite nach rein petrographischen Merkmalen auseinanderhalten zu können.

Autochthonie der Addascholle.

Die südfallenden untertriadischen Reste südlich vor der Addascholle können wir auffassen als den stark reduzierten Nordschenkel einer nach Norden übergelegten Antiklinale, der mit der Addascholle selbst in synklinalem Zusammenhange stehen würde. Aber dieser Zusammenhang ist unterbrochen und nicht mehr direkt wahrnehmbar. Denn der „Mittelschenkel" ist stark verdrückt, der obertriadische Dolomit und das Rhät sind ausgewalzt und in der Tiefe zurückgeblieben und nur der untertriadische Dolomit auf die Obertrias hinaufgeschoben. Vielleicht ist auch schon vor und während des Faltungsprozesses die Obertrias des übergeschobenen Schenkels der Erosion zum Opfer gefallen; eine Möglichkeit, die immerhin nicht ganz ausgeschlossen ist, und die in ähnlichen Fällen eigentlich nie in Betracht gezogen wird!

Es ist klar, daß unter diesen Voraussetzungen die Addascholle zwar überschoben wird[1]), selbst aber in der Tiefe wurzeln muß. In unserem Gebiete gibt es keine so tiefen Quertäler, die uns diese Beobachtungen ermöglichen könnten. Aber die Addascholle setzt ja direkt in den Ortler fort; sie hebt sich nach Osten hin immer höher heraus. Im Suldentale beobachteten wir die Auflagerung der Ortlertrias auf dem kristallinen Untergrunde. Diese Auflagerung scheint — es sind da noch die genauen Untersuchungen abzuwarten — trotz der gegenteiligen Behauptung Frechs eine ganz normale zu sein. Gleichgültig, ob dabei auch alle Glieder der Trias zum Absatz gekommen, oder ob die Trias dort transgrediert.

Auffallend ist die Tatsache, daß im Suldentale Verrucano oder Buntsandstein an der Basis der Trias fehlt, während er doch in dem Schenkel südlich der Addascholle vorhanden ist. Bedenken wir aber, daß die untertriadischen Schichten, die heute so hart an die obertriadischen anstoßen, daß diese von Süden her an sie hinaufgepreßt wurden und ursprünglich doch ziemlich weit von ihnen getrennt gewesen sein mußten; vergessen wir nicht, daß wir in unserem südlichen Vorlande eine Gegend intensivster Zusammenpressung erblicken müssen! Klappen wir in Gedanken die reduzierten und übergeschobenen Faltenschenkel auseinander, dann wird es uns begreiflich erscheinen, daß die Schichtfolge in dem nördlichen und in dem südlichen Teile nicht vollständig übereinzustimmen braucht. Im übrigen ist ein direkter einstiger Zusammenhang zwischen

[1]) Nicht „übergeschoben".

Addascholle und den südlichen Überschiebungsresten gar nicht einmal notwendig. Vielleicht waren sie ursprünglich räumlich sehr weit voneinander getrennt.

Wie weit die Addascholle unter der Braulioscholle nach Norden fortsetzt, das kann aus unserem Gebiete heraus nicht strikte beantwortet werden. Es ist ja auch möglich, daß dies nur in geringem Maße der Fall ist.

Man wird behaupten, die nach Süden geöffneten Mulden in der Addascholle widersprechen einem Schub aus Süden. Indes, dieser Einwand ist nicht stichhaltig. Es handelt sich hier lediglich um sekundäre Erscheinungen; unsere Überschiebungsdecken setzten ja noch weit nach Norden fort[1]), da erscheinen solche kleinen Einmuldungen daneben nur als Fältelungen.

Während die Braulioscholle über die Addascholle geschoben wurde, ward auf diese ein Druck ausgeübt. Wie wir sehen, hat sich die Überschiebung so abgespielt, daß auf einer Strecke die Schichten der Addascholle fast senkrecht an denen der hinübergleitenden Scholle abstießen (Premadio, Alp Trela, M. Lapare Südseite). Es wurde also auf die Addascholle von Süden her ein gewaltiger Druck ausgeübt. Unter der Wirkung dieses Druckes sehen wir an den Cime di Plator usw. die Schichten in die Höhe biegen, unter der Wirkung dieses Druckes mußten in der Addascholle Stauungen auftreten. Es ist klar, daß dabei Sättel und Mulden entstanden, und diese konnten doch durch irgend einen vorhandenen Widerstand, sei es nun in der Scholle selbst, sei es außerhalb, nach Süden übergelegt worden sein; so wie die Falten am M. Toraccia, so wie die Falte im Nordostgrat des M. Pettini. Daß es dabei sogar zu **sekundären** Überschiebungen nach Süden gekommen, ist leicht vorstellbar; so kam der Dolomit des M. del Ferro auf den Lias zu liegen. Ich kann mich auch anders ausdrücken und sagen: Es fand kein Überlegen und Übergeschobenwerden von Norden her nach Süden, sondern ein Unterschieben von Süden nach Norden hin statt. Das kommt schließlich auf das gleiche heraus, das sind doch alles nur relative Begriffe, gerade so wie „Hebungen“ und „Senkungen“. Wir dürfen auch nicht das einfache physikalische Gesetz vergessen, daß, wenn auf eine Masse von außen her ein Druck ausgeübt wird, daß dann in der Masse eine Druck-

[1]) Dies geht aus den Untersuchungen von Schiller und Paulcke (Ber. d. Naturf. Ges. zu Frbg. i. B., Bd. XIV) heute schon zur Genüge hervor. Man vgl. auch Suess 1905.

wirkung in zwei entgegengesetzten Richtungen vorhanden ist. Wir dürfen nicht die Druckwirkung von außen und die durch sie bedingte Schubrichtung mit der in der Masse entstehenden Druckrichtung zusammenwerfen. Diese können natürlich je nach Widerstand und Ausweichmöglichkeit in der Richtung senkrecht zur Druckrichtung verschieden gerichtete Bewegungen auslösen.

Für eine Gebirgsmasse, die selbst vorwärts bewegt wird, gilt natürlich das gleiche.

Zusammenfassung.

Über die, eine tektonische Einheit bildende Addascholle ist von Süden her ein Deckgebirge nach Norden übergefaltet und übergeschoben worden. In diesem Deckgebirge ist ein normaler Faltenbau nicht mehr vorhanden, vielmehr hat der Überschiebungsvorgang zu weitgehenden Auswalzungen und Ausquetschungen geführt. Da das Deckgebirge größtenteils aus Dolomit besteht, ist es bei der unsicheren Stratigraphie im einzelnen Falle nicht immer möglich zu entscheiden, ob der normal oder der verkehrt liegende Faltenschenkel vorliegt. Doch wird die Erkennung der Überschiebungen als Faltenüberschiebungen durch die Beteiligung des Kristallin ermöglicht. Die Übereinanderlagerung der einzelnen Schollen ist sehr unregelmäßig. Die Auflagerungsflächen sind nicht eben und flach, sondern gewellt, gegenseitig verzahnt und weisen ziemliche Höhendifferenzen auf.

Große Brüche, insbesondere Längsbrüche, unabhängig vom Faltenbau oder gar Falten abschneidend, werden entschieden in Abrede gestellt. Ebenso fehlen große Querbrüche vollständig. Kleinere Brüche mögen wohl auftreten, besonders mögen sie die Niveaudifferenzen in der Auflagerungsfläche der einzelnen Schollen mit verursachen; sie sind jedoch niemals als solche nachweisbar und spielen keine wesentliche Rolle.

Schlußbetrachtung.

Nach den Lagerungsverhältnissen, wie sie in dem von mir untersuchten Gebiete vorhanden sind, habe ich die Vorstellung gewonnen von Deckschollen, die aus dem Süden kommen. Die Vorstellung fügt sich ungezwungen in den allgemeinen Bauplan, den die Deckentheorie für Bünden fordert, kann somit als eine weitere Stütze dieser Theorie gelten — soweit es dessen noch bedarf! Am Südrande unseres Gebietes glaube ich die Wurzeln nicht nur der Braulioscholle,

sondern auch der „ostalpinen Decke“ des Unter-Engadin erkannt zu haben[1]); denn die Braulioscholle findet in der Lischannagruppe ihre Fortsetzung. Die tiefere „rhätische Decke“ ist nirgends in unserem Gebiete zu beobachten, dieses wird somit vollständig von der „ostalpinen Decke“ aufgebaut. Eine Fortsetzung auch der Chazforascholle nach Norden, in den höchsten kristallinen Kappen der Lischannagruppe, scheint nach bisherigen Beobachtungen nicht stattzufinden. Es handelt sich hier also um eine mehr lokale Überfaltung, die bald wieder zum Stillstande gekommen, dann aber aufs neue abgezweigt ist, Decken „zweiter Ordnung“ im Sinne von SUESS, Bewegungen im Rahmen der ostalpinen Decke selbst. Die Bewegung der Braulioscholle und mit ihr der Chazforascholle ist über die Addascholle hinweggegangen. Die Adda- und Ortlerscholle ist also gewissermaßen autochthon und stellt zusammen mit den südlich vor ihr liegenden Überschiebungsresten — der rückwärtigen Fortsetzung der Braulioscholle — für unsere Gegend die Wurzeln der ostalpinen Decke dar. „Autochthon“ und „wurzelnd“ darf man natürlich nur in dem Sinne verstehen, daß man absieht von dem allgemeinen Zusammenschub und den allgemeinen Massendislokationen, die bei der Herausbildung sämtlicher alpiner Decken stattgefunden haben mußten.

Literaturverzeichnis.

1896. BÖSE: Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Diese Zeitschrift 48.

1898. — Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias II. (Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen.) Diese Zeitschr. 50.

1905. FRECH: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschr. des D. u. Ö. Alpenvereins II, 1. Innsbruck.

1891. GÜMBEL: Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitzungsber. der Mathem.-Phys. Klasse der k. b. Akad. d. Wissensch. München 1891, XXI, 1.

1893. — Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz usw. Ebenda Bd. XXIII, 1.

[1]) Die ostalpine Decke käme demnach also nicht etwa aus der Gegend der südlichen Kalkalpen! Der Einwand FRECHS, im Ortler-Engadiner Gebiet usw. könnten keine Süd-Nord gerichteten Überfaltungsdecken vorhanden sein, weil die dortige Trias von der südalpinen faciell total verschieden sei, wird hinfällig, sobald man diese beiden Triasgebiete nicht in Zusammenhang zu bringen braucht. FRECHS sonstige Einwände gegen den Süd-Nord-Schub erscheinen mir ebensowenig stichhaltig wie die ROTHPLETZ'.

1902. Hammer: Mitteilungen über Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien.
1905. — Die Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien.
1906. — Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien.
1906. — Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. Geol. Reichsanstalt Wien **56**.
1906. Rothpletz: Geologische Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
1903. Schiller: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. XIV.
1906. — II. Piz Lad-Gruppe. Ebenda XVI.
1907. Schlagintweit: Die tektonischen Verhältnisse in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. Inaugural-Dissertation g. v. d. Philos. Fak. d. Rhein. Friedr. Wilh.-Univ. zu Bonn. München.
1907. Spitz und Dyhrenfurth: Vorbericht über die Tektonik der zentralen Unterengadiner Dolomiten. Sitzung d. Math.-Naturw. Klasse der k. Akad. d. Wissensch. Wien vom 7. Nov. 1907. Sonderabdr. a. d. akad. Anz. Nr 22.
1905. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie usw. Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg i. B. XIII.
1906. — Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. Innsbruck.
1851. Studer: Geologie der Schweiz I. Bern und Zürich.
1905. Suess: Über das Inntal bei Nauders. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien **114**, Abt. I. Oktober 1905.
1904. Termier: Nouvelles observations sur les nappes de la région du Brenner. — Sur les nappes de la région de l'Ortler etc. C. R. Ac. Sc. **139**, Paris.
1905. — Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Bull. Soc. géol. d. France (4), V.
1864. Theobald: Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. II. Liefg. Bern.
1866. — Die südöstlichen Gebirge von Graubünden usw. Ebenda III. Liefg. Chur.
Dazu: Geologische Karte der Schweiz, Blatt XV u. XX. 1 : 100000.
ca. 1868. Theobald u. Weilemann: Die Bäder von Bormio usw. I. Teil. St. Gallen.
1876. Ziegler: Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Zürich. Darin Theobald: Geol. Karte der Schweiz. XV. u. XX. 1 : 150000. Mit Nachträgen.
1906. Zoeppritz: Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapaß und Livigno. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. XVI.

Manuskript eingegangen am 4. Februar 1908]

6. Zur Kenntnis syenitischer Gesteinsgänge des sächsischen Erzgebirges.

Von Herrn Curt Fröbe aus Schwarzenberg i. Erzgeb.

Einleitung.

Ein Blick auf die von der Königlich Sächsischen geologischen Landesanstalt herausgegebenen kartographischen Aufnahmen des Erzgebirges läßt uns gewaltige, durch Erosion und Denudation angeschnittene und bloßgelegte Eruptivmassive granitischen und in untergeordnetem Maße auch syenitischen Materiales gewahren. Wie allenthalben machen wir auch hier die Beobachtung, daß im Bereiche solcher Massive, gewissermaßen als ihre Gefolgschaft, eine große Anzahl Gesteinsgänge auftritt, die die Massive selbst sowie den einhüllenden Schiefermantel durchbrechen. Diese Gänge zeigen sich oft nur durch isolierte, über die Erdoberfläche verstreute Blöcke an; dann und wann werden sie, eine Folge ihrer meist leichten Verwitterbarkeit, als das Nebengestein durchfurchende Vertiefungen angedeutet. Fast seiger einfallend, sind sie meist nur wenige Meter mächtig und hier von horizontal kurzer Erstreckung. „Einen der interessantesten Eruptivgänge des Erzgebirges“ nennt die geologische Landesuntersuchung (1, S. 54) den am rechten Gehänge des Zschopautales zwischen Scharfenstein und Wilischtal auftretenden Gang, interessant durch die überaus große Menge der verschiedenartigsten Einschlüsse. Da dieser Gang infolge der großen Ausdehnung des Steinbruches, in dem er aufgeschlossen ist, sich zurzeit sehr gut studieren läßt, machte mich Herr Dr. Gäbert, dem die geologische Revision der Sektion Zschopau-Grünhainichen oblag, auf ihn aufmerksam, und so gelangte ich dazu, das Gestein sowie die mannigfachen und eigenartigen Einschlüsse des Ganges einer eingehenden Untersuchung zu unterziehen. Infolge der sehr fortgeschrittenen Zersetzung mußte leider von einer chemischen Untersuchung Abstand genommen werden, so daß ich mich im wesentlichen auf die auf mikroskopischen Beobachtungen beruhende petrographische Beschreibung beschränken muß.

Anschließend sollen die Ergebnisse der Untersuchung einer eigentümlichen Ausbildungsform eines Salbandes von Minette niedergelegt werden, da es sich um Erscheinungen handelt, die infolge ihrer Seltenheit bei Gesteinen der vorliegenden Art allgemeineres Interesse verdienen dürften. Material zu diesen Arbeiten wurde mir sowohl aus der Sammlung der Kgl. Sächsischen geologischen Landesanstalt als auch aus der der Kgl. Bergakademie zu Freiberg zur Verfügung gestellt; das meiste sammelte ich an Ort und Stelle selbst.

Der Glimmersyenitporphyr von Scharfenstein und seine Einschlüsse.

Vorkommen und Literaturangaben.

Über das Vorkommen des Gesteines mögen einige kurze Bemerkungen folgen, die den Erläuterungen zur Sektion Zschopau-Grünhainichen entnommen sind. Es heißt dort (1, S. 53): „Zum Studium derselben eignet sich am besten der am rechten Gehänge des Zschopautales zwischen Scharfenstein und Wilischtal ausstreichende Gang von Hornblendevogesit, welcher an dem unmittelbar oberhalb der Scharfenstein-Wilischtaler Chaussee am Gehänge hinführenden Waldwege in einem Steinbruche aufgeschlossen und schon lange unter dem Namen des „Scharfensteiner Porphyrs“ bekannt ist. Dieses Gestein bildet einen N 60—80° W streichenden und 45—50° nach NO einfallenden, 7,5—12 m mächtigen Gang, der in dem hier auffallend muskovitreichen und granatführenden dunklen Glimmerschiefer aufsetzt.“ „Die nordwestliche Fortsetzung dieses Ganges kommt in etwas geringerer Mächtigkeit am linken Talgehänge der Zschopau südlich von Wilischtal, direkt an der Eisenbahn, zum Vorschein.“

Über die Literatur sei erwähnt: VON COTTA (2, S. 602) bringt die erste Notiz über das in Frage stehende Gestein und seine Einschlüsse. Da ihn die letzteren besonders interessieren, so gibt er eine eingehende Schilderung derselben mit den Hilfsmitteln der damaligen Zeit. Das Gestein selbst bezeichnet er als einen „Porphyr“, eine Bezeichnung, die KALKOWSKY (3, S. 137) in einer späteren Arbeit verwirft und an deren Stelle er die „feinkörniger Syenit“ setzt. Nach den Untersuchungen dieses Forschers ist der Gang aufzufassen als die feinkörnige Apophyse eines kleinen Syenitstockes, dessen Gestein ganz in der Nähe des Ganges teils in Blöcken, teils

anstehend beobachtet wird. Die geologische Landesuntersuchung behält zunächst (4, S. 59) die Bezeichnung KALKOWSKYs bei, nennt jedoch neuerdings (1, S. 53) das Gestein einen „Hornblendevogesit", der dort, wo lokal ziemlich häufiger Biotit hinzutrete, in „Glimmersyenitporphyr" übergehe. Eine eingehende mineralogisch-petrographische Beschreibung der vom Gestein umhüllten und ihrem Ursprung sowie ihrer Zusammensetzung nach sehr verschieden gearteten Einschlüsse besteht nicht; wo ihrer in den zitierten Abhandlungen Erwähnung getan ist, handelt es sich nur um den makroskopischen Befund. Die Untersuchung gliedert sich in folgende Teile:

I. Allgemeiner Charakter des Gesteines und seiner mineralischen Gemengteile.

II. Einschlüsse.
   A. Endogene.
   B. Exogene.

I.

Allgemeiner Charakter des Gesteins und seiner mineralischen Gemengteile.

Gestein aus der Gangmitte.

Das überaus feste und klingende Gestein täuscht auf den ersten Blick einen guten Erhaltungszustand vor, ist jedoch, wie sich bei genauer Betrachtung und u. d. M. erweist, gleich den meisten dieser alteruptiven Gesteine beträchtlich zersetzt. Sehen wir von der endogenen Kontakterscheinung am Nebengestein und an manchen sehr großen exogenen Einschlüssen ab, so läßt sich bezüglich der Struktur und Färbung allenthalben in der aufgeschlossenen Gangpartie die gleiche Ausbildungsweise konstatieren. Die Farbe ist rötlich und die Struktur infolge zahlreicher Ausscheidungen in einer, wenn auch nicht vollkommen dichten, so doch ziemlich feinkörnig beschaffenen Grundmasse deutlich porphyrisch. Von den Ausscheidungen erkennt man mit bloßem Auge Orthoklas, umgewandelten Glimmer und seltener Hornblende; ein diopsidartiger Pyroxen erweist sich nur u. d. M. als ein gleichfalls porphyrisch auftretender Gemengteil. Pyrit gewahrt man in reichlicher Menge, desgleichen rundliche Quarzkörner fremden Ursprungs.

Grundmasse.

Die Grundmasse löst sich u. d. M. in ein krystallinisches Gemenge von zahlreichen Feldspatleistchen, seltener auftretenden Biotitschuppen sowie Pyroxen- und Hornblendesäulchen auf. Der Glimmer ist selten regelmäßig begrenzt, sondern meist stark zerflasert und zerfetzt; an Menge übertrifft er die anderen dunklen Gemengteile bei weitem.

Die Lücken zwischen den Grundmassekomponenten sind zum größten Teil mit xenomorphem Quarz erfüllt, der leicht zu übersehen ist. Daß er jedoch in ziemlicher Menge vorhanden sein muß, ergibt sich schon aus der Kieselsäurebestimmung des Gesteines zu 59%. Die Grundmassefeldspate sind gleich wie die Feldspateinsprenglinge stark bestäubt, wodurch eine Bestimmung ihrer chemischen Natur sehr erschwert wird. Der überwiegende Teil dürfte dem Orthoklas zuzurechnen sein. Feldspatleistchen mit der Tendenz zu guter Formausbildung lassen freilich nicht eben selten, wenn auch nur andeutungsweise, Zwillingsstreifung erkennen; ihrem optischen Verhalten nach gehören sie zum Andesin. Von den anderen Gemengteilen ist die Hornblende krystallographisch am besten, wenn auch meist nur in der Prismenzone, ausgebildet und erhalten; der Pyroxen zeigt immer unregelmäßig begrenzte und der Zersetzung anheimgefallene Körner.

Einsprenglinge.

1. Feldspat.

Das für die Grundmasse über das gegenseitige Mengenverhältnis der sich beteiligenden Feldspate Gesagte gilt auch für die Feldspateinsprenglinge. Orthoklas wiegt vor, Plagioklas ist häufig, tritt aber zurück. Die Größe dieser Feldspatindividuen ist wechselnd und übersteigt zuweilen mehrere Millimeter, eine scharfe krystallographische Umrandung ist meist nicht vorhanden. Mit feinen erkennbaren Muskovitflitterchen zeigen sie sich mitunter dicht erfüllt; Körner von Epidot, die sie einschließen, sind wohl ebenfalls auf Zersetzungsprozesse zurückzuführen. Der Plagioklas ist auch hier wieder Andesin, so daß sich also ein Unterschied in der chemischen Natur des Plagioklases der Einsprenglinge und des der Grundmasse nicht ergibt. An Interpositionen führt der Feldspat: Apatitnädelchen, zersetzte Glimmerschuppen und hin und wieder Titanitkörnchen.

2. *Glimmer.*

Der Glimmer bildet gewöhnlich unregelmäßige Blätter von mitunter bedeutenden Dimensionen (1,5 mm). Basisschnitte zeigen nur selten hexagonale Umgrenzung. Korrosionserscheinungen sowie Biegung, Stauchung und Aufblätterung der Lamellen lassen die lösende Einwirkung des Gesteinsschmelzflusses und die mechanische Wirkung des bewegten Magmas erkennen. Nur selten zeigt eine Lamelle noch die ursprüngliche braune Färbung, trotzdem kann man niemals, wo auch immer Zersetzungsprodukte auftreten, darüber im Zweifel sein, in welchem Falle Glimmer vorgelegen hat. Die Textur der Blätter auch im zersetzten Zustande und die in ihnen stets in gleicher Art und Anordnung enthaltenen Neubildungsprodukte sind überaus charakteristisch. Vor allem erscheint ein deutlich pleochroitischer Chlorit, in welchem große Mengen von Mineralneubildungen eingestreut liegen, die sich mit Vorliebe längs der Spaltflächen des Glimmers einlagern. Auf diese Weise erhält man ein deutliches Bild der Windungen und Stauchungen, die der Glimmer erlitten hat, auch in denjenigen Fällen, wo die Biegungen sich in dem Verlauf der äußeren Konturen nicht aussprechen. Diese Gebilde sind vor allem stark lichtbrechende und kräftig pleochroitische Körnchen von Epidot, die sich zu langgestreckten Anhäufungen zusammenschließen. Der Titangehalt des Glimmers ist nicht, wie man sonst vielfach beobachtet, als Rutil, sondern als Titanit zur Ausscheidung gekommen. Bei einiger Aufmerksamkeit sieht man nämlich deutlich, wie sich von den Epidotanhäufungen Mineralpartien abheben, die schon im gewöhnlichen Licht durch einen bräunlichen Farbenton ihre Verschiedenartigkeit von jenen zu erkennen geben und die bei auffallendem Lichte den eigenartigen weißlichen Schimmer des Leukoxens zeigen. Auch die Verschiedenheit der Polarisationsfarben ist da, wo beide Mineralien nebeneinander auftreten, wie es zumeist der Fall ist, deutlich wahrnehmbar. An Menge überwiegt bald der Epidot, bald der Titanit. Neben diesen beiden Mineralien treten innerhalb der Chloritsubstanz häufig noch in reicher Anzahl eigenartige rundliche bis zackige Gebilde auf, die infolge ihrer großen Dünne fast stets vom Chlorit überdeckt werden, so daß durch dessen eigene Farben ihre Untersuchung im polarisierten Lichte nachteilig beeinflußt wird. Einmal fanden sie sich in größerer Menge übereinandergehäuft vor; dort zeigten sie sich farblos, von hoher Lichtbrechung und geringer Doppelbrechung, die bis zu Lavendelblau herabgeht.

Dies scheint zu der Annahme zu berechtigen, daß ein klinozoisitähnliches Mineral vorliegt. Ferner treten bei den Umwandlungsprozessen, nur seltener, Carbonate als Infiltrationsprodukte auf. An Einschlüssen führt der Glimmer Erze, Apatitnädelchen und kleinste Zirkönchen, welch letztere im Chlorit pleochroitische Höfe zeigen.

3. Pyroxen.

Der monokline Pyroxen steht, was die Häufigkeit seines Auftretens betrifft, unter den porphyrischen Gemengteilen an zweiter Stelle. Im frischen Zustande ist er völlig farblos, sein optisches Verhalten (c : c im Maximum = 37°) weist auf Diopsid. Krystallographisch scharf umgrenzte Krystalle werden nur selten angetroffen. Meist sind es nur Körner mit prismatischer Spaltbarkeit und Mineralfragmente, die, obwohl voneinander jetzt getrennt, ihre ursprüngliche Zusammengehörigkeit erkennen lassen. Zwillingsbildung nach $\infty P \infty \{100\}$ ist nicht häufig. Die Zersetzungserscheinungen sind sehr verschiedener Art und in recht wechselndem Maße vorhanden. Von den prismatischen Spaltrissen und von unregelmäßigen Sprüngen ausgehend macht sich zumeist eine Umwandlung in Chlorit und Karbonate wahrnehmbar. Neben diesen Produkten tritt, allerdings ziemlich selten, uralitische Hornblende als sekundäres Mineral auf. Von der im Gestein verbreiteten braunen Hornblende ist sie leicht durch die Farbe und die feine Faserung zu unterscheiden, so daß da, wo eine Verwachsung von Pyroxen und Hornblende vorliegt, überdies ein sehr seltenes Vorkommen, die primäre Natur der Hornblende in diesem Falle zum Unterschied von der aus dem Pyroxen hervorgegangenen leicht konstatiert werden kann.

4. Hornblende.

Die Hornblende hat keine sonderlich gute, aber von allen Einsprenglingen die relativ beste krystallographische Begrenzung (∞P. $\infty P \infty$. $0 P$. P). An Menge tritt sie jedoch sehr zurück. Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid ist ziemlich häufig. Die Farbe ist braun, der Pleochroismus sehr kräftig (a = hellgrünlichgelb; b = c = braungrün). Mitunter macht sich an ein und demselben Individuum eine verschiedenartige Färbung bemerkbar und zwar dergestalt, daß eine intensiv dunkel gefärbte Randzone sich von einem helleren Kern ziemlich scharf abgrenzt. Den zersetzenden Agenzien hat die Hornblende am besten standgehalten, nur äußerst selten stellt sich eine Ergrünung unter Beibehaltung der Hornblendenatur ein.

5. Akzessorische Mineralien.

Von den akzessorischen Gemengteilen im Glimmersyenitporphyr fällt zunächst der Apatit durch seine Häufigkeit ins Auge. Gedrungene, dicke Krystalle, die mitunter eine grünliche „Seele" zeigen, sind nicht allzu häufig, dafür zeigt sich aber eine große Menge kleinster dünner Säulchen im Gestein verstreut. An Erzen führt das Gestein namentlich Pyrit, der sich schon im Handstück in großen, hellblitzenden Partien, u. d. M. aber in Form zahlreicher kleiner, als Würfel ausgebildeter Individuen wahrnehmen läßt. Die anderen Erzpartikel gehören zumeist dem Titaneisen an, wie sich aus ihrer Umsetzung in Titanit deutlich kundgibt. Körner von Titanit zeigen oft nur dadurch ihre Entstehung aus dem Titaneisen an, daß noch Spuren unzersetzten Erzes in ihnen enthalten sind. Primärer lichtbräunlicher Titanit mit deutlichem Pleochroismus findet sich im Präparat nicht eben selten. Ob dagegen auch der Epidot, der in unregelmäßig eckig-körnigen Partien auftritt, zum Teil wenigstens primär ist, muß unentschieden bleiben. Zirkon wird sehr selten gefunden. In derben Körnern und unregelmäßigen Aggregaten treffen wir endlich noch den Kalkspat und in rundlichen Körnern den Quarz an, die uns beide später noch beschäftigen werden.

Gestein vom Salband.

Eine endomorphe Kontaktausbildung des Glimmersyenitporphyrs, die ihre Ursache in dem schnellen Erkalten des Eruptivmagmas an den Gangspaltenflächen findet, ist sehr augenfällig, da das Gestein nach dem Kontakt mit dem Nebengestein zu nicht nur immer feinkörniger wird, sondern auch seine Farbe ganz erheblich ändert. Zeigte es sich in der Gangmitte durchaus rötlich gefärbt, so tritt am Kontakt, jedoch nur auf kurze Erstreckung, ein schwärzlichgrüner Farbton auf. Diese abweichende Färbung findet ihre Ursache in der großen Menge feinverteilten Eisenerzes, das dieser Zone eingesprengt ist. Glimmer, Hornblende und Augit treten an Menge zurück, behalten jedoch ihren porphyrischen Charakter bei. Eine schiefrige Struktur, wie sie sonst mitunter derartigen Gesteinen am Salband eigen ist, fehlt; das Gestein zeigt auch hier splittrigen Bruch und setzt dem Hammer starken Widerstand entgegen.

U. d. M. macht sich, abgesehen von der großen Feinheit der Grundmasse, die sich hier nicht mehr in ihre Einzel-

komponenten auflösen läßt, der aber, wie trotzdem zu erkennen ist, eine amorphe Zwischendrängungsmasse fehlt, ein Unterschied gegenüber dem Gestein aus der Gangmitte insofern geltend, als die zum Teil krystallographisch vorzüglich ausgebildeten Augite bedeutendere Dimensionen (bis 2 mm) erreichen, auch sich zu Haufen zusammenballen und als der Glimmer seltener geworden ist. Der Augit ist der gleiche wie in der Gangmitte, ein Diopsid mit einer Auslöschungsschiefe von 38°. Ausgezeichnet ist er durch seine sehr verbreitete Zwillingsbildung nach $\infty P \infty \{100\}$. Oft sind in einem Individuum dünne Lamellen in Zwillingsstellung in einer solchen Häufigkeit eingelagert, wie wir dies nur an Plagioklasen zu sehen gewöhnt sind. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ein ursächlicher Zusammenhang zwischen dieser ausgeprägten Verzwillingung und dem Gebundensein ihres Auftretens an die Salbandpartien besteht, daß also eine endogene Kontakterscheinung vorliegt. Ähnliches beobachtete STECHER (5, S. 199) an schottischen Olivindiabasen; er kommt zu dem Ergebnis (5, S. 204), daß die Verzwillingung des Augits sich offenbare „als eine Funktion der Dauer der Abkühlung des Gesteins, als ein Ausdruck der durch die Erstarrung erzeugten inneren Spannungsverhältnisse".

Die übrigen Gemengteile des Gesteins am Salband zeigen nichts Sonderliches, auch die Zersetzungserscheinungen sind die nämlichen wie die in der Gangmitte beobachteten. Es erscheint mir nicht überflüssig, darauf hinzuweisen, daß ich vergeblich nach Olivin oder selbst nach Pseudomorphosen, die für sein einstiges Vorhandensein sprächen, suchte, ein Beginnen, zu dem man durch die in der Literatur häufig verzeichnete Tatsache veranlaßt wird, daß derartige Gesteine mitunter in der Gangmitte Pyroxen, in den Salbandpartien hingegen als endogenes Kontaktmineral Olivin führen.

Was die gerade in den randlichen Teilen des Ganges in großer Häufigkeit sich findenden Kalkspatkörner betrifft, so wird die später folgende Beschreibung der Kalksteineinschlüsse Veranlassung geben, die Gründe für die Annahme ihrer sekundären Natur zu entwickeln. KALKOWSKY nämlich (3, S. 143) versucht aus ihrem Auftreten und ihrer Vergesellschaftung darzutun, daß sie primär seien.

Auf den das Gestein durchsetzenden Kluftflächen finden sich Häute von Calcit und Epidot sowie Kryställchen von Flußspat und Eisenkies. Bis zentimeterstarke Trümer bestehen mitunter völlig aus Kalkspat oder Flußspat; lassen es dann

kleine Drusenräume zur Ausbildung von Krystallen kommen, so beobachtet man am Kalkspat die Kombination von ∞ R. — $^1/_2$ R, am Fluorit vorwaltend das Hexaeder, daneben selten die Kombination O. ∞ O ∞.

Fassen wir die hauptsächlichsten, das Gestein charakterisierenden Momente zusammen, so ergibt sich folgendes: In einer in der Gangmitte feinkörnigen, am Salband dichten Grundmasse mit vorwaltendem Orthoklas treten porphyrisch ausgeschieden Feldspat, Glimmer, Hornblende und Augit auf. Das Gestein ist als Glimmersyenitporphyr zu bezeichnen.

II.

Einschlüsse.

Allgemeines.

Wie schon eingangs erwähnt wurde, weist der Glimmersyenitporphyr von Scharfenstein einen so außerordentlichen Reichtum an Einschlüssen verschiedenster Art auf, daß er eben dadurch das Interesse der Geologen von jeher in hohem Grade erregt hat. Diese eingeschlossenen Massen sind ohne jede Regelmäßigkeit im Gestein eingestreut; sie reichern sich in manchen Teilen des Ganges zu solcher Menge an, daß fast keins der dort zur Gewinnung von Schottermaterial gebrochenen Gesteinsbruchstücke frei ist von einem oder von mehreren gleich- oder verschiedenartigen Einschlüssen. Schon beim bloßen Anblick dieser eingeschlossenen Klumpen erscheint es uns infolge ihrer Gestaltung allein als unzweifelhaft, daß sie allesamt nicht dort zur Ausscheidung gekommen sind, wo wir sie jetzt vorfinden; desgleichen ist sofort ersichtlich, daß sie in zwei in genetischer Beziehung verschiedenartige Gruppen zerfallen. Die einen erweisen sich als genetisch mit dem Glimmersyenitporphyr in Zusammenhang stehend; wir bezeichnen sie als endogene Einschlüsse (enclaves homöogènes). Die anderen machen durch ihre Mineralzusammensetzung und Struktur ihre Fremdartigkeit und ihre Natur als Bruchstücke unterirdisch anstehender und bei der Eruption durchbrochener Gesteine ersichtlich. Es sind dies exogene Einschlüsse (enclaves énallogènes).

A. Endogene Einschlüsse.

Äußerer Befund und Genetisches.

Nicht unwesentlich für die Deutung der Herkunft und der Entstehung der endogenen Einschlüsse ist ihre Gestaltung, ihre Erscheinungsform im Gestein, obwohl sie auch in dieser Beziehung ganz ebenso wie hinsichtlich ihrer Zusammensetzung außerordentlich verschieden geartete Verhältnisse zeigen. Rundliche bis ganz runde Formen wiegen vor, daneben trifft man in geringerer Anzahl solche, die schlierenartig ausgezogen und teilweise mit dem umgebenden Gestein verflößt sind, und endlich solche, die ganz scharfeckig und scharfkantig sind. Die letzteren machen völlig den Eindruck von Gesteinsfragmenten, haben aber doch die gleiche mineralogische und strukturelle Beschaffenheit wie beispielsweise die ganz runden oder die langgezogenen schlierenartigen Einschlüsse. Ein Ineinandergreifen von Einschluß- und Gesteinsgemengteilen ist nur in sehr seltenen Fällen bei den eckigen Einschlüssen zu beobachten, etwa dergestalt, daß bei den Einschlüssen mit langprismatisch entwickelten Hornblendekrystallen diese letzteren etwas in die umgebende Gesteinsmasse hineinragen. In den weitaus meisten Fällen nimmt man mit bloßem Auge schon eine völlig scharfe Grenze wahr, die sich auch u. d. M. als solche erweist. Diese scharfe Grenze, im Verein vielleicht mit einer als Folgeerscheinung der verschiedenartigen Kontraktion des Gesteins und des Einschlusses vorhandenen Lockerung, ermöglicht es, daß sich manche Knollen förmlich aus der umgebenden Gesteinsmasse herausschälen lassen.

Auf eine Erscheinung, deren bereits v. COTTA (2, S. 604) Erwähnung tut, muß ich besonders hinweisen. Dann und wann finden sich einige der in den Einschlüssen vorherrschenden Mineralgemengteile, z. B. Hornblendeprismen oder Bruchstücke von solchen, als porphyrisch auftretende Individuen in der nächsten Umgebung der Einschlüsse im Gestein eingebettet vor, die durch ihre mit dem betreffenden Einschlußgemengteil übereinstimmende Form und Größe und durch ihr Gebundensein an die Nähe der Aggregate deutlich zu erkennen geben, daß sie isolierte, losgetrennte Individuen solcher vorstellen.

Eine Eigenschaft, die allen diesen verschiedenartig zusammengesetzten und struierten akzessorischen Bestandmassen zukommt, ist ihre dunkle Färbung, eine Folge ihres Reichtums an dunklen Bisilikaten. Die Größe dieser letzteren ist sehr verschieden; so erreichen die Mineralindividuen einzelner Ein-

schlüsse Zentimetergröße, die anderer sind von solcher Kleinheit, daß sich bei der makroskopischen Betrachtung nicht sagen läßt, welches das im Aggregat vorherrschende dunkle Bisilikat ist. Schon makroskopisch läßt sich bei den gröber struierten Massen erkennen, und der mikroskopische Befund bestätigt es für die feinkrystallinischen, daß die dunklen Gemengteile in diesen basischen Ausscheidungen in den verschiedenartigsten Mengenverhältnissen zusammentreten, so daß bald der eine, bald der andere fast ausschließlich herrscht, daß daneben aber auch alle möglichen Zwischenstufen existieren. Diese mannigfache Mineralkombination und das wechselnde Quantitätsverhältnis lassen sich aber, wie ausdrücklich betont sei, nur in bezug auf die einzelnen Einschlüsse, nicht auf verschiedene Stellen ein und desselben Einschlusses konstatieren. Ihre Zusammensetzung ist fast durchaus in ihren äußeren und inneren Partien völlig dieselbe; ein zonarer, auf einen fortlaufenden Bildungsakt zurückzuführender Aufbau wird durchgängig vermißt.

Die Frage nach der Art und Weise der Entstehung dieser Einschlüsse wirft bereits v. COTTA auf. Schon diesem Forscher erschien es nicht angängig, sie trotz ihres fremdlingsartigen Charakters bezüglich ihrer Genesis von dem umgebenden Gestein loszulösen und sie etwa als Bruchstücke in der Tiefe anstehender fremder Gesteine anzusprechen. Es geht dies aus dem obenerwähnten Briefe hervor, in dem er sagt (2, S. 604): „Wirkliche Bruchstücke sind diese Hornblendeanhäufungen — darunter sind die in Frage stehenden Einschlüsse zu verstehen — sicher nicht; aber sie können recht wohl von ganz aufgelösten kleinen Fragmenten irgend eines Gesteines herrühren, welches durch seine chemische Zusammensetzung in Verbindung mit der Porphyrmasse die lokale Hornblendebildung veranlaßte.“ Es erübrigt sich wohl, die Gründe anzugeben, weshalb man v. COTTA nicht darin beipflichten kann, wie er sich die Entstehung der Einschlüsse denkt; darin aber hat er wohl recht, wenn er sagt, daß sie nicht exogener Natur seien. Die geologische Landesuntersuchung dürfte in den folgenden Worten das Richtige treffen (1, S. 55): „In der Tat sind diese zumeist scharf umrandeten Massen als echte endogene Einschlüsse, also als integrierende Bestandteile des Vogesits aufzufassen, von denen man annehmen darf, daß sie das Produkt einer ersten, in großer Tiefe vor sich gegangenen Erstarrung des Vogesitmagmas repräsentieren, und daß sie sodann beim Vollzug der Eruption zerstückelt und mit an die Oberfläche getragen wurden.“ Ein direkter

Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung läßt sich natürlicherweise nicht erbringen; nur einige sie stützende Momente sollen hervorgehoben werden.

Zugunsten der Ausscheidungstheorie spricht der Umstand, daß diese Einschlüsse wesentlich aus denselben Gemengteilen zusammengesetzt sind wie das sie enthaltende Gestein; sie unterscheiden sich von letzterem nur durch die Auswahl, das Quantitätsverhältnis und die Korngröße der Mineralkomponenten. Allerdings braucht eine mineralogische Übereinstimmung zwischen Gestein und Einschluß durchaus nicht mit Notwendigkeit auf eine genetische Beziehung hinzudeuten. ZIRKEL (6, S. 115) sagt mit Recht bei Gelegenheit einer Kritik der Definition der enclaves énallogènes und homöogènes im Sinne von LACROIX, es könne nicht zugestanden werden, daß der Mangel der mineralogischen Analogie mit einer genetischen Verschiedenheit, die mineralogische Ähnlichkeit mit einer genetischen Zugehörigkeit verknüpft sei. Eine Tatsache, die einer gleichen Entstehung aller dieser Einschlüsse das Wort redet, ist die, daß sich bei aller Verschiedenheit doch gewisse Zusammenhänge, Anklänge und Übergänge in der Zusammensetzung wie in der Struierung auffinden lassen. Doch sind diese nicht so groß, um die gegenteilige Annahme wahrscheinlich zu machen, daß die Klumpen Bruchstücke fremder, unterirdisch anstehender Gesteine seien; denn es müßte in diesem Falle immerhin noch das Vorhandensein und Durchbrochenwordensein einer ganz beträchtlichen Anzahl selbständiger Gesteinsvarietäten vorausgesetzt werden müssen.

Warum wir die Knollen nicht als Konkretionsschlieren ansprechen dürfen, da entstanden, wo wir sie jetzt im Gestein vorfinden, dafür gibt es neben der ausgeprägt bruchstückähnlichen Form mancher derselben verschiedene Gründe. Zunächst fällt auf das Fehlen eines allmählichen Überganges in das Ganggestein, so daß selbst die runden Einschlüsse in bezug auf Struktur und Mineralführung im Kern und an der Peripherie stets völlig gleiche Zusammensetzung besitzen. Dann läßt sich einmal beobachten, daß ein Einschluß eine parallele Anordnung seiner Hornblendekrystalle zeigt. Seine äußere rundliche Form widerstreitet der Annahme, daß diese Parallelität auf Druck- oder Strömungserscheinungen in dem einschließenden Gesteinsmagma zurückzuführen sei (wie man sich vielleicht bei einem langgezogenen Einschluß vorstellen könnte); die parallele Anordnung kann sich also nicht an Ort und Stelle herausgebildet haben. Da die parallel gelagerten Individuen an der Grenze gegen die umgebende Gesteins-

masse ohne jegliche Beeinflussung ihrer Parallelität abstoßen, so ist es ebenso unzweifelhaft, daß der Einschluß bereits völlig verfestigt war, als er eingehüllt wurde. Endlich besitzen die Hornblendeindividuen eines sehr hornblendereichen Knollens da, aber auch nur da, wo sie mit der umflutenden Gesteinsmasse in Berührung treten, einen schmalen, dunkler als die übrigen Teile gefärbten Rand mit einer geringen Verschiedenheit der Auslöschungsschiefe. Diese Erscheinung läßt sich nur in der Weise erklären, daß die Hornblende des an anderer Stelle aus einem chemisch abweichend beschaffenen Schmelzfluß ausgeschiedenen Einschlusses an den Berührungsstellen mit dem Gesteinsmagma unter veränderten physikalischen und chemischen Verhältnissen durch Anwachsung von neuer, vielleicht eisenreicherer Hornblendesubstanz eine Vergrößerung erfuhr.

Vor allem aber muß auf Grund ihres äußeren Befundes als feststehend angenommen werden, daß die Einschlüsse bereits beim Emporgepreßtwerden des Magmas im Gesteinsschmelzfluß suspendierten und dabei auf den Einfluß des bewegten Magmas zurückzuführenden mechanischen Veränderungen unterworfen waren. Daß im vorliegenden Falle die schlierenartigen und die bruchstückähnlichen, scharfkantigen und scharfeckigen Einschlüsse denselben Ursprung besitzen, ist zweifellos; dies beweist schon die in mineralogischer und struktureller Beziehung vollständig gleiche Ausbildung dieser äußerlich so verschiedenartig gestalteten Partien. Welche Ursachen dieser verschieden ausgebildeten Gestaltung zugrunde liegen, dies legt REYER (7, S. 86) in so faßlichen und gerade für die vorliegenden Verhältnisse überzeugenden Ausführungen dar, daß sie wohl geeignet sind, die Frage in völlig befriedigender Weise zu lösen. Er sagt darüber: „Die basischen Partien (Schlieren) eines Magma gingen zuerst in den teigigen und starren Zustand über, sie wurden in ein und dem andern Zustande von jüngeren Nachschüben erfaßt, zerrissen und verteilt. Im ersten Falle wurden sie als weiche Beimengsel (Schlieren), in letzterem aber als harte Bruchstücke (Einschlüsse) mitgeschleppt. Die letzteren konnten aber bei diesem Vorgange eventuell wieder so weit magmatisch erweicht werden, daß sie sich mit der Umgebung verflößten. So können die Einschlüsse in sekundäre Schlieren verwandelt werden.“ „Je nach dem Grade der Erstarrung (bzw. Wiedererweichung) spielen die durchbrochenen Massen entweder die Rolle von Einschlüssen oder von Schlieren.“

Das Ausgangsmaterial der vorliegenden Einschlüsse sind also in unterschiedlichem Grade der Verfestigung befindliche

basische Massen, die sich als abweichende Erstarrungsfacies in einer dem Eruptionsakt vorausgehenden Phase der Verfestigung im Magmaherde herausgebildet hatten.

Es erscheint mir von einigem Interesse, an dieser Stelle mit wenigen Worten auf den MILCHschen Erklärungsversuch über die Herkunft und die magmatische Resorption der Einsprenglinge in Granitporphyren einzugehen, weil die ganzen Verhältnisse zu einer vergleichenden Betrachtung herausfordern. MILCH sagt dort unter anderem (8, S. 16): „Alle diese Beobachtungen erklären sich zwanglos durch die Annahme, daß in dem Gestein eine Mischung verschieden weit entwickelter, bei dem Emporgepreßtwerden vereinigter Schichten vorliegt und somit ein großer Teil der Einsprenglinge den ursprünglich höher gelegenen und dadurch weiter entwickelten Schichten mit zahlreichen Ausscheidungen entstammt: in den oberen Teilen war die Ausscheidung der Komponenten ziemlich weit vorgeschritten, aber eine gänzliche Verfestigung des Gesteins noch nicht erreicht, so daß einzelnen Teilen zwar ein gewisser Zusammenhang den aus tieferen Lagen emporgepreßten heißeren Massen gegenüber gegeben war, im allgemeinen aber für den Schmelzfluß doch die Möglichkeit der Überwältigung des ganzen Komplexes noch bestand.“ Meines Erachtens ist die ganze Art und Weise des Auftretens und der Zusammensetzung unserer endogenen Einschlüsse geeignet, uns von der Richtigkeit der MILCHschen Vorstellung über die mögliche Herkunft der Einsprenglinge zu überzeugen. Von den Einschlüssen bis zu den im Gestein verstreut auftretenden porphyrischen Einzelindividuen ist nur ein Schritt. Gingen eben derartige Partien, wie sie die endogenen Einschlüsse und ihr Ausgangsmaterial bilden, infolge noch bestehender Plastizität oder auch durch intensive langandauernde Einwirkung des aufquellenden heißen Magmas ihres Zusammenhanges völlig verloren (daß einzelne Teile sich loslösten, konnten wir ja schon beobachten), so wurden ihre Einzelkomponenten infolge der im Schmelzfluß herrschenden Bewegung überallhin verteilt. Es ist daher auch im vorliegenden Falle wohl möglich, daß ein Teil der im Glimmersyenitporphyr als Einsprenglinge verstreuten Gemengteile: Hornblende, Feldspat, Glimmer und Diopsid, Reste von solchen ihres Zusammenhanges verlustig gegangenen zusammengesetzten Massen sind.

Mikroskopischer Befund.

Gehen wir jetzt zur spezielleren Untersuchung der endogenen Einschlüsse über, so läßt sich diese nicht anders als in

der Weise vornehmen, daß von allen denjenigen Einschlüssen, die, abgesehen von Unterschieden geringfügiger Natur, völlig gleichgeartet sind, jedesmal ein Repräsentant als Typus beschrieben wird. Bei der verschiedenen Beteiligung der Mineralkomponenten nach Auswahl und Menge an der Zusammensetzung, wenn sie sich auch mitunter nur in geringem Maße äußert, erscheint es nämlich nicht angebracht, etwa mehr oder weniger ähnliche Aggregate in Gruppen zusammenzufassen und diese zu behandeln. Es mag bei dieser Untersuchung bezüglich der Aufeinanderfolge eine gewisse gesetzmäßige Anordnung getroffen werden, die sich bei gleichzeitigem Vorhandensein von Hornblende und Glimmer auf das Vorwiegen oder Zurücktreten des einen dieser dunklen Bisilikate gegenüber dem anderen gründet (Einschl. 1—9). Eine Art von Einschlüssen, die sich aus Mangel an Hornblende nicht in diese Aufeinanderfolge einreihen läßt, wird am Schluß eine Beschreibung erfahren (Einschl. 10 u. 11).

Einschluß 1.

Der etwa faustgroße Einschluß erscheint makroskopisch beinahe dicht und besitzt einen grünlichen Farbenton. Bei genauerem Hinsehen bemerkt man, daß diese Färbung durch eine Unzahl kleiner dunkelgrüner Fleckchen hervorgerufen wird. Das mikroskopische Bild läßt ein Gemenge von Hornblende, Glimmer, Feldspat und Quarz erkennen, in dem einzelne Erzpartikel eingesprengt sind. Die Hornblende, die im allgemeinen eine gewisse Gleichmäßigkeit in ihren Dimensionsverhältnissen zeigt, tritt in kleinen Körnchen oder prismatisch gestreckten Kryställchen von einer durchschnittlichen Länge von 0,1 mm auf. Größere Individuen sind recht selten. Ihre Farbe ist grün und der Pleochroismus sehr deutlich: a = hellgrünlichgelb, b = c = bräunlichgrün. Das Maximum der auf $\infty P \infty \{010\}$ beobachteten Auslöschungsschiefe beträgt 18°. Zwillingsbildung wird selten wahrgenommen. Die kleinen prismatischen Hornblendesäulchen haben die Tendenz, sich zusammenzuschließen und bilden dann Konkretionen von zumeist rundlichen Formen, die einen Durchmesser von etwa 1 mm erreichen. Das sind die makroskopisch erkennbaren grünen Fleckchen. Bezüglich ihres Aufbaues läßt sich an diesen rundlichen Knöllchen mitunter eine deutliche radiale Anordnung der Hornblendekryställchen wahrnehmen. Daneben treten länglich gestreckte Aggregatbildungen auf, deren Einzelindividuen sich mit ihren Längsachsen einander parallel gelagert

haben, so daß man das Gesamtbild eines einzigen großen Krystalls erhält. Hervorzuheben ist, daß diese grüne Hornblende durchaus völlig frisch ist und daß sie offenbar nichts zu schaffen hat mit der in anderen Einschlüssen auftretenden braunen Hornblende, etwa derart, daß sie aus dieser entstanden sei, ein Prozeß, den wir späterhin vielfach beobachten werden. Außer kleinen Hohlräumen führt sie Interpositionen von Eisenerz. Kleine flaserige Fetzen von Chlorit machen ihre Entstehung aus Glimmer dadurch wahrscheinlich, daß in ihrer Mitte jene Anhäufungen kleinster Titanitkörnchen auftreten, wie wir sie bei der Zersetzung des Glimmers im Glimmersyenitporphyr beobachteten. Der Feldspat hat schon makroskopisch das gleiche rötliche Aussehen wie der in der Gesteinsgrundmasse; er ist ebenfalls von massenhaft eingelagerten staubartigen Interpositionen erfüllt und zwar in so hohem Maße, daß es unmöglich ist, ihn seiner Natur nach zu bestimmen. Da er die leistenförmige Ausbildung, wie sie dem Plagioklas im Gestein eigen ist, zumeist vermissen läßt, so ist er wohl hauptsächlich dem Orthoklas zuzurechnen. Quarz ist selten und auch hier der zuletzt verfestigte Gemengteil. Von Akzessorien sind nur Eisenerze und zwar in geringer Menge vorhanden. Die Struktur des Einschlusses ist vollkrystallin, richtungslos-körnig.

Einschluß 2.

Dieser Einschluß unterscheidet sich nur wenig von dem vorigen. Zunächst vermißt man die grünen Flecken, die sich als Hornblendekonkretionen erwiesen; denn die Kryställchen liegen hier durchaus unregelmäßig im Gemenge verstreut. Was ihm aber vor allem und zwar schon makroskopisch ein unterschiedliches Aussehen gibt, ist das Fehlen der rötlichen Feldspatgrundmasse; an deren Stelle erscheint eine graugrüne Substanz, in der die dunklen Gemengteile eingesprengt liegen. U. d. M. erweist sich dieselbe als ein überaus stark zersetzter Feldspat, von dem nirgends, auch in den folgenden Einschlüssen nicht, ein unzersetzter Rest gefunden wurde, so daß sich über seine ehemalige chemische Natur nichts sagen läßt. Die auch hier grün gefärbte Hornblende zeigt deutlich Umwandlungserscheinungen, die sich dergestalt geltend machen, daß zuerst an Stelle der grünen eine blaugrüne Hornblende tritt, die ihrerseits wieder der Umwandlung in ziemlich intensiv grün gefärbten und schwach lichtbrechenden Chlorit verfällt. Eisenerz wird nur in geringer Menge beobachtet, desgleichen finden sich sehr selten Quarz und Apatit. Auf den letzteren Gemeng-

teil sei besonderes Augenmerk gerichtet, da er sich, wie wir sehen werden, in so überaus wechselnder Menge an der Zusammensetzung der einzelnen Einschlüsse beteiligt.

Einschluſs 3.

Äußerlich von den bereits beschriebenen kaum zu unterscheiden, ergibt sich mikroskopisch bei diesem Einschlusse insofern ein Unterschied von jenen, als die Hornblende von brauner Farbe ist mit dem Pleochroismus: a = hellgelb; b = c ≒ dunkelbraun. Sie besitzt zumeist keine Andeutung krystallographischer Begrenzung, sondern erscheint vielmehr nur in zerhackten oder ausgebuchteten Körnern, welche sich gern zu Konkretionen zusammenschließen.

Einschluſs 4.

In diesem Einschluß erreichen die Hornblendekristalle, deren Größenverhältnisse sich auch hier wie fast durchweg in jedem der Aggregate in annähernd gleichen Dimensionen bewegen, bereits eine derartige Größe, daß sie mit bloßem Auge deutlich wahrnehmbar sind. Es sind kleine, langgestreckte, nur zum Teil krystallographisch gut begrenzte Nädelchen von über 1 mm Länge. Zersetzungserscheinungen sind nicht allzu häufig. In einem Falle lagen noch Reste des ursprünglichen und zwar verzwillingten Hornblendeindividuums in der chloritischen Masse, so daß sich die Zwillingsnaht als eine durch die zersetzten Partien unterbrochene Gerade verfolgen läßt. Die auch hier wie in allen folgenden Einschlüssen braun gefärbte Hornblende, deren maximale Auslöschungsschiefe $c : c = 13 - 14^0$ beträgt, ist kräftig pleochroitisch (a = hellgelb, b = c = dunkelbraun). Der Teig gewissermaßen, in dem die Hornblendekrystalle und nur selten auftretender Glimmer eingebettet liegen, besteht wieder aus jenem graugrün aussehenden, stark zersetzten Feldspat. Seine Zersetzung ist so intensiv und er zeigt so wenig selbständige Formen, daß man eine Abgrenzung einzelner Individuen gegeneinander nicht wahrnimmt und dadurch ganz den Eindruck eines Grundteiges erhält. In diesem Feldspat zeigen sich ferner in reichlicher Anzahl eingelagert Apatitkryställchen und hin und wieder etwas Quarz. Erwähnenswert ist auch hier wieder die Seltenheit der Eisenerze. Der geringe Gehalt des Einschlusses an ihnen gegenüber dem Gestein fällt sofort in die Augen.

Einschluß 5.

Dieser sowie die folgenden Einschlüsse, deren Eigenart die Mehrzahl der endogenen Einschlüsse an sich trägt, sind charakterisiert durch das Auftreten großer Hornblendeeinsprenglinge, die teilweise ganz beträchtliche Dimensionen erreichen. Der vorliegende Einschluß zeigt eine auffallende Verschiedenheit von den vorangegangenen schon makroskopisch insofern, als er sowohl rot als auch graugrün gefärbten Feldspat enthält; der erstere ist auch hier wieder derselbe wie in der Porphyrgrundmasse und besteht aus lauter kleinen, stark bestäubten Feldspatindividuen, während der letztere die bekannten Erscheinungen zeigt. Recht selten, wenn auch häufiger als in den schon behandelten Einschlüssen, ist der Quarz. Das herrschende Mineral ist die Hornblende. Sie ist braun gefärbt und besitzt nicht sehr starken Pleochroismus (a = hellgelb; b = c = braun). Vom Rande oder von den zentralen Partien aus geht diese Färbung zumeist ganz allmählich in grünbraune Töne über, eine Folge von Umwandlungserscheinungen, deren Endresultat wieder Chlorit ist.

Die krystallographische Begrenzung der über einen Millimeter Breite und mehrere Millimeter Länge erreichenden Hornblenden ist größtenteils vorzüglich; ihre Spaltbarkeit nach $\infty P\{110\}$ ist außerordentlich scharf ausgeprägt. Begrenzt sind die Querschnitte von $\infty P\{110\}$ und $\infty P\infty\{010\}$; als Endflächen treten auf $0P\{001\}$ und $P\{\bar{1}11\}$. Das Maximum der auf $\infty P\infty\{010\}$ beobachteten Auslöschungsschiefe beträgt 17°. Nur selten beherbergt die Hornblende als Einschlüsse Feldspat oder Eisenerz, dagegen um so häufiger größere oder kleinere Körner von Pyroxen.

Dieser Pyroxen, der uns in den Einschlüssen hier zum ersten Male begegnet, ist völlig farblos und gleichfalls wie der im Glimmersyenitporphyr seinem optischen Verhalten nach ein Diopsid. Er besitzt nie eine Andeutung krystallographischer Begrenzung; die Körner schließen sich dann und wann zu beträchtliche Größe erreichenden Konkretionen zusammen. Seine Neigung zur Zersetzung, die sich in dem Auftreten von Carbonaten und Chlorit äußert, ist teilweise recht groß. So treten mitunter innerhalb von Hornblendeindividuen Partien von Carbonaten mit chloritischen Produkten auf, die nur infolge der Analogie ihrer Erscheinungsweise mit den sonst von der Hornblende eingeschlossenen Pyroxenkörnern und -nestern den

Schluß ermöglichen, daß in ihnen einst das gleiche Mineral vorlag. Wo der Pyroxen noch frisch ist, hat er viele kleine Einschlüsse. Wie selten wahrnehmbare bewegliche Libellen beweisen, handelt es sich teilweise um Flüssigkeitseinschlüsse. Merkwürdig ist die ausnahmslos in diesem Einschluß zu beobachtende Erscheinung, daß, wo immer der Pyroxen auftritt, dies in innigster Verbindung mit der Hornblende geschieht und zwar dergestalt, daß der Pyroxen immer von der Hornblende umwachsen ist. Wo Pyroxennester vorliegen, die infolge ihrer Größe nicht von einem einzigen Hornblendeindividuum umschlossen werden können, setzen sich randlich mehrere größere oder kleinere Hornblendekörner an und bilden auf diese Weise eine Mauer gegen die umgebende Masse. Daß keine Umwandlung, sondern Umwachsung vorliegt, ist immer trotz dieser engen gegenseitigen Beziehung aufs deutlichste zu erkennen. Glimmer tritt in geringer Beteiligung in Gestalt großer zersetzter Blätter auf. Gegenüber den früheren Einschlüssen zeigt sich eine Anreicherung des Apatits, der in breiten Säulen von etwa 0,2 mm Durchmesser ausgebildet ist. Einmal wurde beobachtet, wie ein solcher automorph gestalteter Apatitkrystall ein Hornblendekorn teilweise umschloß, was insofern eigenartig berührt, als es mit der sonst in der Regel beobachteten Erscheinung, daß der Apatit das zuerst ausgeschiedene Mineral ist, im Widerspruch steht. Sonst finden wir noch im Einschluß: Epidot in spätigen Massen, über dessen primäre oder sekundäre Natur kein Aufschluß zu erlangen ist, spärlich Körnchen von Titanit und endlich äußerst selten ein dunkel umrandetes, bräunliches Mineral mit rauher Oberfläche, dem wir bislang weder im Glimmersyenitporphyr noch in den Einschlüssen begegnet sind. Der blaßgelbliche bis rotbraune Pleochroismus und die stumpfen Polarisationsfarben lassen an der Richtigkeit der Deutung dieses Minerales als Orthit keinen Zweifel obwalten. Es mag erwähnt werden, daß ich den Orthit in dem ganz in der Nähe des Ganges auftretenden, von KALKOWSKY (3, S. 138) beschriebenen Syenit auffand, ein Umstand, der vielleicht auf die nahe Verwandtschaft zwischen dem Glimmersyenitporphyr und jenem Gestein hindeutet, die schon KALKOWSKY annahm.

Einschluß 6.

Ausgezeichnet ist dieser Einschluß durch das Auftreten krystallographisch hervorragend gut ausgebildeter, glänzender Hornblendekrystalle, die in einer vorwiegend roten Feld-

spatgrundmasse eingebettet liegen und welche eine Länge von einigen Millimetern erreichen. Von brauner Farbe zeigen sie auf klinopinakoidalen Schnitten ein Maximum der Auslöschungsschiefe von 14°. Als Endflächen finden wir O P $\{001\}$ und P $\{\bar{1}11\}$; Querschnitte werden immer begrenzt von ∞ P $\{110\}$, meist groß, selten klein, und von $\infty \breve{P} \infty \{010\}$, nie von $\infty \breve{P} \infty \{100\}$. Verzwillingung ist häufig, desgleichen Verwachsung. Die letztere ist dergestalt, daß die Prismenfläche des einen Krystalls mit dem Klinopinakoid des anderen verwachsen ist. Glimmer ist in geringer Menge in Gestalt großer Blätter vorhanden, Pyroxen fehlt vollständig. Angetroffen werden ferner große Apatite, Titaneisen, das teilweise in Titanit umgewandelt ist, und Pyrit.

Einschluß 7.

Dieser überkopfgroße Einschluß mit rotem und graugrünem Feldspat zeichnet sich durch die gewaltige Größe seiner Hornblendekrystalle aus, die bis zu 5 cm Länge und mehrere Millimeter Dicke erreichen. Sie sind langprismatisch gestreckt; u. d. M. zeigen sie sich löcherig und von unregelmäßigen Sprüngen durchzogen; als Einschlüsse führen sie Feldspat, Pyroxen und Pyrit. Zumeist ist die Hornblende frisch; zeigt sie Zersetzung, so tritt zu der sonst immer beobachteten zu Chlorit noch die in Krystalle oder verfilzte Aggregate einer strahlsteinartigen Hornblende hinzu. Außerdem zeigt sich im Einschluß noch eine Hornblende von uralitischem Habitus mit einem Pleochroismus von Hellgelb bis Olivengrün. Sie scheint aus einem Pyroxen hervorgegangen zu sein; welcher Art dieser war, muß dahingestellt bleiben. Denn der sonst im Einschluß vorhandene Diopsid kommt hierbei nicht in Betracht, da er sich nirgends in Hornblende umsetzt. Desgleichen gelangen wir zu keinem Ergebnis bei der Deutung eigentümlicher Pseudomorphosen, die recht häufig und von den anderen Gemengteilen wohl zu unterscheiden sind. Es sind dies aus Quarz und Chlorit bestehende Massen mit zum Teil gut ausgeprägter krystallographischer Begrenzung. Soviel läßt sich mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß der diopsidische Gemengteil auch hier das Ursprungsmaterial nicht abgegeben hat. Dieser Diopsid, der an Menge gegenüber der Hornblende zurücktritt, zeigt vorwiegend die Gestaltung unregelmäßiger Körner. Der Glimmer nimmt an der Zusammen-

setzung des Aggregates einen nur sehr untergeordneten Anteil in Gestalt weniger zersetzter Schüppchen. Apatit fehlt auch hier nicht. Endlich stoßen wir noch auf Pyrit, Titaneisen, kleine Eisenglanzblättchen und Orthit.

Einschluß 8.

Bereits makroskopisch gibt dieser Einschluß zu erkennen, daß in ihm ausschließlich der zersetzte, graugrün erscheinende Feldspat auftritt und daß die dunklen Gemengteile darin nicht an Menge vorherrschen. U. d. M. gewahrt man, daß Hornblende und Glimmer einander etwa das Gleichgewicht halten. Die Hornblende weist meist keine krystallographische Begrenzung, sondern stark zerfressene, korrodierte Formen auf; der Glimmer ist zerflasert und unter Abscheidung zoisit-epidotartiger Produkte zersetzt. Diese beiden dunklen Gemengteile treten mit Vorliebe miteinander verwachsen auf und zwar so, daß sich randlich an die korrodierten Glimmerblätter die Hornblende in unregelmäßigen Partien ansetzt. Pyroxen wird vermißt. Besonders häufig, lokal sogar in enormer Menge angehäuft, finden wir in diesem Einschluß Apatit vor. Seine krystallographisch vorzüglich ausgebildeten Säulchen zeigen fast stets einen dunklen Kern, der mehr oder weniger scharf umgrenzt den Krystall der Länge nach durchsetzt. Bei starker Vergrößerung erweist sich dieser Kern aus rundlichen und länglichen Hohlräumen bestehend, von denen die letzteren so angeordnet sind, daß sie mit ihrer Längsachse der Hauptachse des Apatits parallel gelagert sind. Flüssigkeitseinschlüsse scheinen zu fehlen, da eine Libelle nirgends wahrgenommen wird. In gleicher Weise ist der Reichtum des Aggregates an Titaneisen außerordentlich groß. Die Titaneisenkörner sind meist von einer sowohl randlich beginnenden als auch zuerst zentrale Partien erfassenden Umwandlung in Titanit ergriffen worden. Dabei tritt, so wie wir es in Diabasen häufig beobachten, die lamellare Zwillingsbildung nach R mitunter hervor. Primärer Titanit und Zirkon sind selten; häufiger ist Epidot, der sekundärer Entstehung zu sein scheint.

Einschluß 9.

Durch das sporadische Auftreten unregelmäßig gestalteter dunkler Partien in der graugrünen Feldspatgrundmasse erhält dieser Einschluß ein fleckiges Aussehen. Bereits mit bloßem Auge ist ersichtlich, daß die dunklen Gemengteile gegenüber

der hellen Grundmasse stark in der Minderheit sind. U. d. M. fällt sofort die starke Beteiligung des Quarzes auf, welcher in allen den vorhergehenden Einschlüssen sehr selten war. Fand er sich doch einmal häufiger, so war seine sekundäre Natur stets unverkennbar. Hier finden wir ihn ziemlich reichlich in unregelmäßig gestalteten Körnern zweifellos primärer Entstehung. Außer Einschlüssen von Apatitkryställchen und Titaneisenkörnchen enthält er große Mengen von Flüssigkeitseinschlüssen, z. T. mit beweglicher Libelle. Die letztere durch Erwärmen zum Verschwinden zu bringen, gelang nicht, so daß liquide Kohlensäure nicht vorliegt. In diesem Aggregat ist der Glimmer unter den dunklen Gemengteilen der vorherrschende. Auch hier ist er stark korrodiert oder bis auf unregelmäßige Lappen resorbiert. Derartige Lappen umhüllen mitunter völlig die zersetzten Hornblenden. Besondere Beachtung verdient wiederum der große Reichtum an Titaneisen und Apatit. Das Titaneisen tritt in zweierlei Gestalt auf, einmal in Körnern, das andere Mal in kleinen länglichgestreckten Leistchen. Sind die ersteren allenthalben im Gemenge verstreut, so finden wir die letzteren mit Vorliebe dem Glimmer oder der Hornblende an- oder eingelagert. Der Apatit zeigt nicht wie im Einschluß 8 den aus kleinsten Hohlräumen sich zusammensetzenden Kern, sondern er besitzt z.T. eine prismatisch scharf umrissene „Seele", die jetzt aus Chlorit besteht, einst aber wohl Glas war. Es kommt vor, daß deren nicht nur eine, sondern drei vorhanden sind, indem zu beiden Seiten der mittleren und stärkeren zwei schwächere parallel laufen. Fehlt die „Seele", so finden wir meist einzelne langgestreckte Poren in geringer Anzahl, die mit ihrer Längserstreckung parallel der Hauptachse des Apatits angeordnet sind. Als letzte Gemengteile sind noch Pyrit und der sehr seltene Zirkon zu erwähnen.

Einschluß 10.

Von dunklen Gemengteilen führt dieser Einschluß nur Glimmer; die Hornblende ist völlig verschwunden, dafür ist Pyroxen sehr verbreitet. Glimmer und Pyroxen überwiegen an Menge gegenüber der Grundmasse, die aus rot bestäubten Feldspatindividuen mit wenigen dazwischenliegenden Quarzzwickeln besteht; in ihrem gegenseitigen Mengenverhältnis halten sich beide Minerale etwa das Gleichgewicht. Der völlig zersetzte Glimmer ist in großen, breiten Blättern entwickelt; manche Schnitte zeigen scharf sechsseitige Umrandung. Als Endprodukt der Umwandlung resultiert Chlorit mit Magnet-

eisenerzkörnchen. Der Pyroxen, wiederum Diopsid, besitzt teilweise allseitige krystallographische Umgrenzung mit $\infty P \{110\}$, den beiden vertikalen Pinakoiden und $0P \{001\}$, meist aber nur krystallographische Entwicklung in der vertikalen Zone. Starke, unregelmäßige Sprünge durchsetzen ihn nach allen Richtungen, während seine Spaltbarkeit nach $\infty P \{110\}$ nicht sonderlich gut ausgeprägt ist. Wie wechselnd die Beteiligung des Apatits an der Zusammensetzung der Einschlüsse ist, beweist der Umstand, daß wir ihn hier, im krassen Gegensatz zu seiner enormen Häufigkeit in den letzten Aggregaten, fast völlig vermissen. Orthit wurde wahrgenommen, ist jedoch auch hier wieder sehr selten.

Einschluß 11.

Dieser graugrün gefärbte Einschluß macht makroskopisch den Eindruck eines grobflaserigen Gemenges. U. d. M. zeigt sich, daß er dem vorhergehenden in dem gänzlichen Mangel an Hornblende und in der geringen Beteiligung des feldspatigen Gemengteiles ähnelt, daß sich aber diesem gegenüber insofern ein Unterschied geltend macht, als kein Pyroxen vorhanden ist und es nicht möglich ist, anzugeben, welches das andere, mit dem Glimmer etwa in gleichem Mengenverhältnis auftretende Mineral ist, von dem nur noch das Umwandlungsprodukt, ein grün gefärbter Serpentin mit deutlichem Pleochroismus, vorliegt. Es fehlen sowohl unzersetzte Reste als auch gesetzmäßige Umgrenzungslinien, die eine Entscheidung der Frage nach der ehemaligen Natur dieses Gemengteiles ermöglichten. Eine mitunter deutlich ausgeprägte Maschenstruktur läßt zunächst an Olivin als Muttermineral denken, dem widerspricht aber eine deutliche, durch äußerst feine, parallellaufende Rißlinien angedeutete Teilbarkeit. Am meisten Wahrscheinlichkeit hat noch die Annahme, daß ein rhombischer Pyroxen vorgelegen hat. Der Diopsid kommt als Muttermineral auch hier ohne Zweifel nicht in Betracht. In dem Serpentin ist der Glimmer in kleineren Fetzen oder größeren Lappen eingelagert; beide sind die Hauptbestandteile des Aggregates. Quarz beteiligt sich in Form großer, runder Körner mit Einschlüssen von Apatit und Zirkon. Sehr häufig ist im Einschluß der Apatit, dessen Krystalle infolge über das ganze Individuum gleichmäßig verteilter Bestäubung starken Pseudopleochroismus besitzen mit einem Farbenwechsel von Graubraun zu Grauviolett. Zirkon beobachtet man in Form

kleinster Körnchen in größerer Menge als man ihn sonst in den Einschlüssen anzutreffen gewöhnt ist. Als Unikum sei ein nadelförmiger, mehrfach geknickter Zirkonkrystall von 0,65 mm Länge und 0,025 mm durchschnittlicher Breite erwähnt. Vereinzelt treten ferner auf: Pyrit und Epidot; ganz selten gewahrt man ein Orthitkörnchen.

Damit schließen wir die Reihe der endogenen Einschlüsse. Es läßt sich naturgemäß nicht behaupten, daß sie Anspruch auf Vollständigkeit besitze; denn es ist sehr wohl möglich, daß hin und wieder ein Einschluß gefunden wird, der sich nicht völlig mit einem der beschriebenen Typen deckt, da sich infolge der nicht zu verkennenden Anklänge verschiedener dieser letzteren aneinander die Möglichkeit der Existenz von Einschlüssen, die gewissermaßen Zwischenstufen vorstellen, nicht von der Hand weisen läßt. Im allgemeinen sollen die gegebenen Einzelfälle ermöglichen, sich ein Bild dieser verschiedenartigen endogenen Einschlüsse zu machen. Die Gemengteile, die sich an ihrer Zusammensetzung beteiligen, seien, ohne Bezug auf ihre Umwandlungsprodukte zu nehmen, zusammenfassend noch einmal wiedergegeben: Grüne Hornblende, braune Hornblende, Diopsid, Glimmer, Orthoklas, Plagioklas, rhombischer Pyroxen?, Quarz, Apatit, Titanit, Epidot, Orthit, Zirkon, Eisenkies und Titaneisen. Betont sei, daß darunter der Orthit das einzige nicht auch im Glimmersyenitporphyr beobachtete Mineral darstellt.

Da es wünschenswert erschien, das Quantitätsverhältnis der wesentlichen dunklen Gemengteile in den einzelnen Einschlüssen wenigstens einigermaßen festzustellen, so wurde dies durch Aufzeichnen auf gleichmäßiges Kartonpapier, Ausschneiden und Abwägen bewirkt.

Einschluß Nr.	Gehalt in Proz.	
	Hornblende	Glimmer
1	72	Einige wenige Proz.
2	69	-
3	67	-
4	66	-
5	60	-
6	43	-
7	38	-
8	28	-
9	11	26
10	—	42
11	—	50

B. Exogene Einschlüsse.

Allgemeines.

Der Glimmersyenitporphyr birgt ferner Fragmente exogenen Charakters in seiner Masse in großer Menge. Es sind dies Bruchstücke von grobflaserigem Eruptivgneis (Riesengneis), gestrecktflaserigem Gneis, Augengneis, Granit, Glimmerschiefer, Grauwacke und Kalkstein, dazu treten Feldspatknollen, Quarzbrocken und Quarzkörnchen. Unter ihnen sind die Glimmerschieferblöcke, Bruchstücke des Gesteins also, in dem der Gesteinsgang aufsetzt, und die Gneisbrocken, deren Ausgangsmaterial an Ort und Stelle nicht ansteht, am zahlreichsten vertreten, ziemlich häufig sind ferner Feldspatknollen; zu den selteneren Einschlüssen gehören die von Grauwacke, Granit und Kalkstein sowie die Quarzbrocken. Schon makroskopisch setzen sich der Unterscheidung zwischen endogenen und exogenen Einschlüssen keine Schwierigkeiten entgegen.

Was die Größe betrifft, so finden wir Glimmerschiefereinschlüsse von über 1 m Durchmesser vor; die Dimensionen der anderen Gesteinsartenfragmente gehen gewöhnlich über Kopfgröße nicht hinaus. Die äußere Gestaltung ist recht verschieden; bald stoßen wir auf scharfkantige und scharfeckige, bald, und zwar in einer großen Anzahl der Fälle, auf runde Formen. „Sogar einzelne Gneisblöcke weisen vollkommen gerundete Form auf und erscheinen dadurch wie Gerölle, während sie in Wirklichkeit diese Rundung einer teilweisen Absorption durch das vogesitische Magma verdanken", so führen die Erläuterungen der geologischen Landesuntersuchung aus (1, S. 55). Diese Abrundung ist die einzige makroskopisch erkennbare Beeinflussung, die die Einschlüsse durch das Magma erlitten haben. Daß auch die rötlich gefärbte Randzone, die manchen Knollen eigen ist, auf derartige Einflüsse zurückzuführen sei, dafür gibt die mikroskopische Untersuchung, die als Ursache eine Bestäubung der peripherisch gelegenen Feldspate erkennen läßt, keinerlei Anhalt; wir haben es vielmehr lediglich mit Zersetzungserscheinungen zu tun. Auch von einer Schmelzkruste läßt sich u. d. M. nirgends etwas wahrnehmen; desgleichen vermissen wir stets eine Anwachsungszone an den randlichen Individuen. Nur in einem Falle ließ sich beobachten, daß da, wo das Magma auf Spältchen in ein zersprengtes Gneisfragment eingedrungen war, der sich ausscheidende Feldspat sich an die Feldspatindividuen des Gesteines in gleicher optischer Orientierung, mitunter in strahligen

Aggregaten, angesetzt hatte. Auch im Schliff erweisen sich die durch die Einbettung in das Eruptivmagma bedingten Einwirkungen als ziemlich geringfügiger Natur, abgesehen von nur wenigen Fällen, bei denen intensivere Kontaktphänomene zur Beobachtung gelangen.

Daß die Abrundung der Einschlüsse wirklich auf Kosten einer Absorption zu setzen sei, will angesichts solcher geringfügigen Beeinflussungen nicht recht glaubhaft erscheinen. Meines Erachtens liegen derselben nach dem Vorgange von LIEBE und ZIMMERMANN (9, S. 187) sowie von POEHLMANN (10, S. 91) eher die folgenden Ursachen zugrunde. Einmal ist die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß die Einschlüsse in ihren randlichen Teilen eine gewisse Plastizität erlangten, die die mechanischen Kräfte des bewegten Magmas befähigte, die Einzelkonstituenten des Gesteines in ihrem gegenseitigen Verbande zu lockern und wegzuführen. Zum anderen Male besteht die Möglichkeit, die vor allem durch die Tatsache des Vorhandenseins so geringfügiger Einwirkungen gestützt wird, daß infolge der Verdampfung des die Spältchen des eingeschlossenen Gesteines erfüllenden Wassers die randlichen Partien förmlich zersprengt wurden und daß das Magma die losgetrennten Partikelchen dann überallhin verteilte. Eine solche rein mechanische Zertrümmerung ist wohl denkbar und erklärt die Abrundung in ungezwungener Weise.

Zuweilen verfiel ein Einschluß vollständig den zerstörenden Einflüssen, er wurde zerspratzt. Man kann daher Handstücke schlagen, die infolge der den Einschlüssen entstammenden großen Feldspate und Quarze eine überaus grobporphyrische Struktur besitzen. In selteneren Fällen läßt sich um die Einschlüsse eine Zone wahrnehmen, in der Porphyr- und Einschlußmasse sich gemengt haben. Auch wo dies nicht der Fall ist, sind gewöhnlich die Einschlüsse mit dem Gestein innig verwachsen, so daß beim Lossprengen fast stets Überreste haften bleiben. Größere Fragmente wirkten wohl auch ihrerseits auf den Krystallisationsprozeß des Gesteines ein, wie die dichtere Struktur in der Umgebung mancher derselben beweist.

Die Einschlüsse zerfallen in:

1. Gneiseinschlüsse.

Diese Gruppe schließt die mannigfaltigsten Varietäten ein. Da sind zunächst ganz grobflaserig struierte Gemenge. In ihnen bildet der Glimmer, der durchweg Biotit ist, langgezogene, mehr oder weniger zusammenhängende Membranen, die sich

um die eingesprengten Feldspataugen herumlegen, welche oft ganz bedeutende Dimensionen erreichen und die gewöhnlich nicht ein einheitliches Individuum, sondern ein Aggregat einzelner Körner mit Quarz und Glimmer vorstellen. Der Glimmer ist fast stets zersetzt. Der feldspatige Gemengteil ist vor allen Dingen Orthoklas; der zurücktretende Plagioklas erweist sich als ein saurer Oligoklas. Überall in den Gneisen treffen wir Granat in Gestalt unregelmäßiger Körner an, durchspickt zumeist von einzelnen oder filzartig verwobenen Sillimanitnädelchen. Auch ohne Verbindung mit Granat tritt der Sillimanit sowohl in Form einzelner Nädelchen als büscheliger, verwirrt gruppierter oder parallelfaseriger Aggregate auf. Die letzteren finden sich gewöhnlich auf den Schichtungsfugen, wo sie sich den Glimmerlagen anschmiegen, während die einzelnen Kristalle, die deutlich Querabsonderung zeigen, in ihrem Auftreten durchweg auf den Feldspat beschränkt sind. Selbst in den Fällen, wo letzterer frei von ihnen zu sein scheint, finden wir unter Zuhilfenahme starker Vergrößerungen die feinen Nädelchen vor. An manchen Stellen häufen sich auch innerhalb der Feldspatsubstanz die Kryställchen zu Aggregaten zusammen, wobei sie sich ebenfalls teils parallel lagern, teils sich im wirren Durcheinander kreuzen. Wo Querschnitte vorliegen treffen wir meist entsprechend der Begrenzung durch das Brachyprisma $\infty \breve{P}^{3}/_{2}$ nahezu quadratische Formen an. Merkwürdigerweise beherbergt der Quarz nie auch nur das kleinste Sillimanitnädelchen; in ihm finden wir nur kleine Glimmerschüppchen, die, infolge ihrer Einschlußnatur den zersetzenden Agenzien entrückt, ihre Frische bewahrt haben. Stets tritt in Gesellschaft des Sillimanits ein anderes leicht kenntliches Mineral auf, ein dunkel gefärbter, an den Kanten grün durchscheinender Spinell. Er bildet sowohl unregelmäßige Körner von mitunter beträchtlichen Dimensionen (bis 0,15 mm im Durchmesser) als auch krystallographisch vorzüglich ausgebildete Oktaederchen von teilweise äußerster Winzigkeit. Bemerkenswert ist die unverkennbare Erscheinung, daß ein gegenseitiges Abhängigkeitsverhältnis zwischen Glimmer, Sillimanit und Spinell insofern besteht, als sie mit ausgeprägter Vorliebe zusammen auftreten. Wir finden Glimmerpartien, die von Sillimanitbüscheln die Kreuz und Quer durchsetzt werden; mitunter strahlen von dem wie resorbiert erscheinenden Biotit die Sillimanitnädelchen seitwärts aus, wobei dicht am Glimmer eine Reihe von vorzüglich begrenzten grünen Spinellchen liegt. Es treten jedoch Sillimanit und Spinell auch ohne Begleitung des Glimmers im Feldspat auf. Erwähnenswert ist, daß M. Koch (11, S. 89 u. 90) in den

begleitenden Bestandmassen des Kersantits von Michaelstein ähnliche Relationen zwischen Glimmer und Spinell fand wenn auch in ausgeprägterem Maße, als sie hier zur Beobachtung gelangen; er kommt zu dem Ergebnis (11, S. 89), daß „in dem Spinell ein den begleitenden Bestandmassen ursprünglich nicht zugehöriges, sondern sekundäres, auf den Einfluß des Magmas zurückzuführendes Mineral, also ein Produkt der Kontaktwirkung vorliegt".

Daß auch wir im vorliegenden Falle berechtigt sind, den Sillimanit und den Spinell als Mineralien anzusehen, welche durch magmatische, auf Rechnung des Porphyrs zu setzende Einwirkung entstanden sind, geht daraus hervor, daß, wo wir auch immer den in Frage stehenden Gneisen auf primärer Lagerstätte begegnen, wir in ihnen stets die beiden Mineralien vermissen. Dasselbe gilt auch für die folgenden Gneis-, Grauwacke- und Graniteinschlüsse. Es ist doch überaus charakteristisch, daß alle diese so verschieden beschaffenen Massen in ihrer normalen Ausbildungsform stets, hier aber als Einschlüsse nie frei von Sillimanit und Spinell sind. Erwähnt sei noch, daß die untersuchten Gneiseinschlüsse selbst dann, wenn sie bedeutendere Größe erreichen, in der Mitte wie in der Kontaktnähe in bezug auf die Führung dieser Minerale allenthalben die gleichen Erscheinungen zeigten, während man doch eigentlich erwarten sollte, daß die auf Kontaktmetamorphose zurückzuführenden Neubildungen sich an der Grenze gegen das Eruptivgestein in reichlicherer Menge vorfänden. Sonst kann keine mit Sicherheit auf magmatische Einwirkung zurückzuführende Veränderung an den Einschlüssen konstatiert werden. Vom Granat läßt sich mit Gewißheit behaupten, daß er dem Gneis ursprünglich zugehörte.

Neben diesen Blöcken von grobflaserigem Gneis finden wir lichtgefärbte Einschlüsse, deren Gestein wie aplitisch aussieht, das aber auch als Gneis angesprochen werden muß. Da nämlich, wo umfangreichere Stücke vorliegen, ist eine deutliche Schieferung ausgeprägt; es wird aber der Parallelismus nicht durch parallele Anordnung der Biotitlamellen, an denen das Gestein sehr arm ist, sondern durch abwechselnde Aufeinanderfolge verschiedener Lagen hervorgerufen. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Mikroklin sind die hauptsächlichsten Gemengteile. Granat mit abermaligem Reichtum an Sillimanit ist nicht eben häufig. Wiederum treffen wir ferner Spinell und mit ihm vergesellschaftet Biotit an, auch Sillimanit ohne Verbindung mit Granat wird nicht völlig vermißt; von diesen drei Mineralien herrscht der Spinell vor. Immer ist es der Feld-

führt; indessen beherbergt sie
wir ihnen aber begegnen, da
mäßig rundlich gestaltete,
an, daß auf ganz
nnen zusammendrängen.
mitte und Randzone ist
en hinsichtlich der Führung
tatieren.

uwackeeinschlüsse.

ähneln makroskopisch sehr den licht-
n Gneisen; sie erweisen sich jedoch u. d. M.
körnigen Gefüge zufolge als zu den Grau-
Sie sind von ziemlich grobkörniger Zusammen-
aß man mit bloßem Auge deutlich die farblosen
d die weiß bis rötlich gefärbten Feldspatkörner
Der Feldspat gehört dem Orthoklas, Plagioklas und
klin an und schließt Biotit und Sillimanit ein. U. d. M.
ahrt man ferner Granat, Apatit, Biotit und Zirkon. Das
Bindemittel ist ein Zement, bestehend aus Quarz und Feldspat, das an Menge gegenüber den gröberen Gesteinskonstituenten zurücktritt. Nur in einer etwa 5 mm breiten randlichen Zone überwiegt dieses Zement, eine Erscheinung, die sich makroskopisch schon durch abweichende Färbung markiert und deren Ursache vermutlich in kataklastischen Einwirkungen des einschließenden Gesteinsschmelzflusses zu suchen ist. Weisen die Einschlüsse insgesamt, soweit sie nicht zum Kalkstein gehören, nur geringfügige Kontakterscheinungen auf, so gelangen an einem der Grauwackebrocken intensivere Kontaktphänomene zur Beobachtung. Betrachtet man den betreffenden Einschluß genau, so erblickt man an ihm einen mehrere Millimeter breiten, dunkel gefärbten Saum; dieser Saum nun zeigt u. d. M. Erscheinungen, die dartun, daß an dieser Stelle der Einschluß einer Einschmelzung und Wiederauskrystallisierung erlag. Bei diesen Prozessen ist es in der die gröberen Konstituenten verkittenden Zwischenmasse zur Bildung einer enormen Menge kleinster Mikrolithe gekommen. Diese als feinste Pünktchen erscheinenden Neubildungsprodukte treten in solcher Häufigkeit auf, daß sie wesentlich zur Bildung des mikroskopischen Bildes beitragen; denn das Gesichtsfeld ist teilweise wie übersät von ihnen. Es sind dies in der Hauptsache kleinste Oktaederchen und Körnchen, die mit dunkelgrüner Farbe durchscheinend bis durchsichtig werden, also Spinellchen; nebenbei bemerkt man bei

starker Vergrößerung kleinste Glimmerblättchen und feinste Sillimanitnädelchen. Die Spinellchen lassen bei starker Vergrößerung hervorragend gute krystallographische Begrenzung, teilweise sogar Zwillingsbildung nach der Oktaederfläche erkennen. Der Biotit ist an seinem Pleochroismus, der sich selbst an diesen feinsten Gebilden kräftig äußert, als solcher mit Sicherheit zu bestimmen; Basisschnitte zeigen teilweise sechsseitige Umrandung, dann und wann sind sie in derselben Weise eingebuchtet, wie wir dies an den sie an Größe ganz gewaltig übertreffenden porphyrischen Glimmerindividuen in Minetten und Kersantiten gewahren. Daß in der Tat eine Einschmelzung und Wiederauskrystallisierung stattgefunden hat, erkennt man an den Feldspaten und Quarzen daran, daß sich an einen von Interpositionen freien Kern eine in runden Linien sich absetzende Randzone anschließt, die dieselbe optische Orientierung wie der zentrale Kern zeigt, die aber in derselben Weise wie das Zement mit jenen Neubildungsprodukten erfüllt ist. Sehr selten tritt auch mitten im Quarz eine kleine zirkumskripte Stelle mit den Mikrolithen auf, was darauf deutet, daß hier ein in den Quarz hineinragender Lösungsraum vorliegt, den der Schliff getroffen hat. Erklären lassen sich diese Erscheinungen nur so, daß die Quarze und Feldspate randlich eingeschmolzen wurden und daß dann nach Bildung der Mikrolithe eine Wiederauskrystallisierung der Schmelzmasse stattfand, wobei Quarze und Feldspate auf deren Kosten wieder weiterwuchsen. Die Quarze zeigen merkwürdigerweise in allen ihren Teilen undulöse Auslöschung, was wohl auf Spannungserscheinungen beim Wiederauskrystallisierungsprozeß zurückzuführen ist. Letzterer muß sehr langsam vor sich gegangen sein, denn von einer glasigen Zwischenmasse läßt sich nichts entdecken; nicht einmal das geringste glasige Partikelchen wurde angetroffen.

3. Graniteinschlüsse.

Es gelang, nur einen einzigen derartigen Einschluß aufzufinden, und zwar handelt es sich um einen recht grobkörnigen Granit, der makroskopisch keine sonderlichen Eigentümlichkeiten gewahren läßt. Der stark zersetzte Feldspat gehört zum größten Teile dem Orthoklas an. Innerhalb desselben macht sich häufig eine in unregelmäßiger Begrenzung auftretende Erfüllung mit dichtem Muskovitfilz bemerkbar, in dem in großer Menge zierliche, gelblichbraune Nädelchen eingelagert sind, welche in Form und Größe den bekannten Tonschiefernädelchen vollkommen gleichen und die, wie sich an dem Vorkommen

von Knie- und Herzzwillingen zeigt, dem Rutil auch wirklich angehören. Inmitten dieses Filzes treten weiterhin auf: Spinelle, feinste Biotitblättchen und selten winzige, dunkel gefärbte, wurmförmige Gebilde, die sich, wie bei sehr starker Vergrößerung zu erkennen ist, in Titanit umsetzen, so daß wir es wohl mit Titaneisen zu tun haben. Der dunkelgraugrüne Gemengteil des Granits erweist sich als ein völlig zu Chlorit zersetzter Glimmer. Akzessorien sind häufig auftretender Zirkon, dessen Kryställchen zumeist dem Glimmer interponiert sind, Apatit, dessen Säulen ganz beträchtliche Dimensionen erreichen, und endlich Fluorit. Der letztere tritt zumeist im Feldspat, teils in Körnerform, teils in guter krystallographischer Begrenzung, auf und trägt vorzügliche oktaedrische Spaltbarkeit zur Schau.

Forscht man am Granit nach Veränderungen, die durch das Einbetten in den Porphyr entstanden sein könnten, so zeigen sich gewisse Eigentümlichkeiten, die recht wohl auf Lösungserscheinungen zurückgeführt werden könnten. Die einzelnen Gemengteile weisen nämlich an ihrer gegenseitigen Berührungsfläche eine eigenartige Zone auf. Grenzt ein Quarzkorn gegen einen Feldspat, so findet sich an letzterem ein ziemlich breiter Saum ausgeprägt, der sich durch geringere Bestäubung von dem übrigen Feldspatkorn unterscheidet und der mitunter sogar pegmatitisch ausgebildet ist. Wo ein Quarz gegen Glimmer absetzt, stoßen wir auf einen mit Chloritfläserchen erfüllten Quarzteig, der ebenfalls als scharfbegrenzter Saum das Quarzkorn rings umzieht und welcher zumeist mit ihm optisch einheitlich orientiert ist. Auch sonst läßt sich zwischen den einzelnen Granitkomponenten dann und wann eine feinkörnige Masse wahrnehmen, in der kleinste Glimmerblättchen und Spinellchen auftreten. Alle diese Erscheinungen geben der Spekulation bezüglich ihrer Deutung ein weites Feld. Am ungezwungensten lassen sie sich wohl durch die Annahme der Einschmelzung und Wiederauskrystallisierung der Einzelgemengteile des Granits erklären. Gestützt wird diese Vermutung durch die deutliche Abrundung der Gemengteile. Nicht undenkbar erscheint auch folgendes. Der Einschluß entstammt einem sehr tiefen Niveau, in dem das Granitmagma unter gewaltigem Drucke erstarrt war. Die Verminderung des hydrostatischen Druckes, die infolge des Aufwärtstragens in ein um vieles höheres Niveau eintrat, veranlaßte eine randliche Auflösung aller Einschlußkonstituenten.

4. Glimmerschiefereinschlüsse.

Es sind dies Bruchstücke des Gesteines, in dem der Gesteinsgang aufsetzt. Da Unterschiede von dem in der Umgebung des Ganges auftretenden Glimmerschiefer nicht wahrzunehmen sind, auch Erscheinungen, die auf Einfluß des Porphyrmagmas zurückgeführt werden könnten, vermißt werden, so erübrigt sich eine genauere Beschreibung.

5. Feldspatknollen.

Diese Einschlüsse sind ziemlich häufige und auffallende Vorkommnisse. Sie zeigen ausschließlich runde und ovale Formen und besitzen makroskopisch wie mikroskopisch eine scharfe Grenze gegen das umgebende Gestein. Ihre Dimensionen sind sehr schwankend, mitunter recht bedeutend. Es kommen Knollen von 6 cm Durchmesser vor. Hat man makroskopisch den Eindruck, als handle es sich in allen Fällen um Einzelindividuen, so lehrt das Mikroskop, daß dem nicht so ist, sondern daß zumeist Feldspataggregate vorliegen. Es sind diesen mitunter kleine isolierte Quarzkörner eingestreut, aber nicht in mikropegmatitischer Verwachsung, wenn man auch wohl dann und wann über kleinere Strecken eine gleichartige Orientierung wahrnehmen kann. Nicht wenige der Knollen sind Einzelindividuen, ausgebildet zuweilen als Karlsbader Zwillinge. Seiner Natur nach ist der Feldspat fast durchaus Orthoklas. Infolge von Zersetzung ist er meist milchweiß getrübt oder mehr oder weniger matt. Ebenso wie die Feldspate der Gneiseinschlüsse führen diese Knollen als Einschlüsse: Biotit, Apatit, Zirkon, Sillimanit und Spinell; bemerkenswert ist, daß keine Spur von Glas, das von einer Einschmelzung herrühren könnte, zu entdecken ist.

Eine sofort in die Augen fallende Eigenschaft der meisten dieser Einschlüsse ist ihre rotbraun gefärbte Randzone, die scharfbegrenzt gegen den weißlichen Kern absticht. Sie ist verschieden breit ausgebildet; 1 cm Breite etwa war das Maximum, welches zur Beobachtung gelangte; kleinere Individuen sind wohl auch durchaus gefärbt. Es haben hier, wie sich u. d. M. zeigt, kleinste Interpositionen die gleiche Bestäubung hervorgerufen wie an den Feldspaten der Kontaktpartien mancher Einschlüsse. Einige Male beobachtet man einen schmalen grünlichgrauen Saum an Stelle der Rotfärbung. In diesem Falle ist eine intensive Zersetzung der Feldspatsubstanz und Erfüllung mit Muskovitschüppchen und Epidotkörnchen eingetreten, die zweifellos auf wässerigem Wege erfolgten. Es mag wohl durch

die Hitze und die mechanischen Kräfte des Glutflusses das Gefüge des Feldspates etwas gelockert worden sein wenn auch nur in seinen feinsten Teilchen, woraus sich eine größere Zugänglichkeit für verwitternde Einflüsse ergeben hat. Eine kaustische Veränderung, die das Magma auf die Feldspate hervorgerufen haben könnte, vermissen wir völlig. Nirgends stoßen wir auf Lösungsräume, das sind durch besonders kräftige Einwirkung des Magmas im Innern der Körner geschaffene und bei der Erkaltung wieder mit Mineralien ausgefüllte Räume, nirgends tritt die bei analogen Vorkommnissen häufig beobachtete Körnelung in die Erscheinung, ebenso vermissen wir in allen Fällen eine Anwachszone von neugebildetem Feldspat um das eingehüllte Korn, alles Erscheinungen, wie sie beispielsweise H. BÄCKSTRÖM (12, S. 9) von Feldspateinschlüssen in skandinavischen Diabasen beschreibt. Man ist versucht, die runde Gestalt der Feldspatknollen auf Korrosionswirkungen zurückzuführen; dem widerspricht aber die geringfügige Natur der sonstigen Einwirkungen des Gesteinsschmelzflusses. Wenn auch die Möglichkeit einer stattgehabten Resorption nicht völlig zu leugnen ist, so wird wohl auch hier die Ursache in einer randlichen Auflockerung und nachfolgenden mechanischen Wegführung der zerstörten Partien zu suchen sein.

Über den Ursprung der Feldspateinschlüsse kann kein Zweifel bestehen. Ihre Übereinstimmung in bezug auf Größe, Farbe und Einschlüsse mit den Feldspataugen der eingeschlossenen grobflaserigen Gneisfragmente, ihr teilweises Auftreten in Gesellschaft von derselben Quelle entstammenden zerspratzten Quarzen machen es unzweifelhaft, daß sie Überreste solcher zersprengten Einschließlinge sind. Merkwürdigerweise treten die Gneise mit derartig gewaltigen Feldspataugen nicht in der näheren Umgebung auf, sondern „sie stehen erst 16 km weiter nordöstlich an, haben ihre Hauptverbreitung in der Kammregion des Erzgebirges und fallen von hier aus höchstwahrscheinlich nach Nordwesten unter die Glimmerschieferformation ein“ (1, S. 54).

6. Quarzkörner.

Diese Überbleibsel zerspratzter Gesteinsfragmente gehen in ihren Dimensionen von Erbsengröße bis zu mikroskopischer Kleinheit herab. Fast jeder Schliff enthält ihrer mehrere; im Handstück sind die größeren infolge ihres meist ausgezeichneten Fettglanzes leicht erkennbar. Schon auf den ersten Blick machen diese Körner den Eindruck der Fremdartigkeit, und in der Tat zeigen sie bei genauerem Studium Erscheinungen, die

mit ziemlicher Sicherheit darauf hinweisen, daß sie keine ursprünglichen Ausscheidungen aus dem Porphyrmagma sind. Jeder einzelne dieser abgerundeten, teilweise buchtig ausgehöhlten oder zersprengten Quarze ist von einer mehr oder weniger breiten Zone umgeben, die aus meist verwirrt gruppierten, seltener auf den Konturen des Quarzkorns senkrecht stehenden Mikrolithen besteht. Diese letzteren gehören dem Pyroxen an und zeigen dann und wann Umwandlung in eine grüne Hornblende; sie sind eingelagert in eine aus Feldspat und Quarz bestehende Substanz, in der sich häufig noch Karbonate und Epidotkörner sekundär angesiedelt haben. Quarzpartien dieser Substanz, die dem zentralen Quarzkorn direkt anliegen, haben nicht selten dieselbe optische Orientierung wie dieses. Diese Beobachtung zeigt, daß hier ein Auskrystallisieren von orientiertem Quarz auf dem eingeschlossenen Korn stattgefunden hat, und es ist wahrscheinlich, daß dieser hauptsächlich dem letzteren selbst durch Abschmelzung entstammt. Der Kontaktsaum, der sich mitunter apophysenartig ins Gestein hineinzieht, was darauf deutet, daß hier eine spitze Ecke des Quarzfragmentes vorlag, die der einschmelzenden Wirkung erlag, hebt sich zumeist sowohl scharf vom Quarzkorn als auch deutlich von der umgebenden Gesteinsmasse ab. Nicht immer freilich ist die Grenze des Saumes gegen den Quarz scharf; handelt es sich nämlich um kleine zentrale Quarzpartien, so kommt es mitunter vor, daß dann die Mikrolithe in diese hineinprojizieren. Die Erklärung dieser Erscheinung liegt nahe in der Annahme, daß in diesem Falle nicht nur die peripherischen Teile des Quarzkorns der einschmelzenden Einwirkung erlagen, sondern daß auch die inneren Teile desselben in einen derartig plastischen Zustand versetzt wurden, daß den sich neubildenden Mikrolithen in ihrem Wachstume nach innen kein Hindernis sich entgegenstellte. Der mikrolithenführende Kontaktsaum bildete sich infolge der Wechselwirkung zwischen geschmolzener Quarzsubstanz und Porphyrmagma, vielleicht hat auch die vom Quarz ausgehende Abkühlung mit Veranlassung zu seiner Ausbildung gegeben.

7. *Quarzbrocken.*

Endlich finden wir noch, wenn auch sehr selten, umfängliche, über Faustgröße erreichende Quarzbrocken. Es sind dies kompakte Massen von ausgezeichnetem Fettglanze und trüber Färbung. Die einzige vom Magma ausgeübte Einwirkung ist rein mechanischer Art; die Brocken sind geborsten. Irgend

welche sonstige, auf Kontakt zurückzuführende Veränderungen sind weder in bezug auf Farbe und Struktur noch auf Führung von Einschlüssen zu beobachten. Das Ausgangsmaterial dieser Brocken sind ohne Zweifel die im Glimmerschiefer eingelagerten Quarzlinsen.

8. Kalksteineinschlüsse.

Die interessantesten der exogenen Einschlüsse sind zweifellos die von körnigem Kalk, wie ja überhaupt Kalkeinschlüsse in Eruptivgesteinen relativ seltene Erscheinungen sind, die stets besondere Beachtung verdienen. v. COTTA schreibt über das vorliegende Vorkommen in dem schon erwähnten Briefe folgendes (2, S. 603): „Kalksteinfragmente, bis 6 Fuß im Durchmesser. Man hat von denselben bereits 6 Quadratruten Kalkstein gewonnen, um ihn gelegentlich an den etwa eine Stunde entfernten nächsten Kalkofen abzuliefern. Das Gestein ist krystallinisch körnig, teils weiß, teils grau. Der äußere Rand der Bruchstücke ist oft von erdigem Idokras mit einzelnen Krystallen dieses Minerals umgeben, der hier und da adernförmig in das Gestein eindringt. Sie werden nicht bezweifeln, daß das eine Kontaktbildung ist. Der nächste anstehende Kalkstein findet sich im Glimmerschiefer bei Gelenau und Drehbach, etwa eine halbe Meile von dem Porphyrbruch entfernt." Waren also, wie sich aus dieser Notiz v. COTTAs ergibt, diese Kalkeinschlüsse früher sehr häufig, so findet man sie zurzeit in dem Bruche trotz dessen jetziger bedeutenden Ausdehnung leider nur äußerst selten vor. Beim Sammeln von Material im Jahre 1906 gelang es mir, in dem ganzen Steinbruch nur ein einziges, etwa kopfgroßes Stück krystallinen Kalkes in der Steinbruchwand anstehend zu finden, leider gerade an einer Stelle, wo die herabrieselnden Tagewässer stark verwitternd eingewirkt hatten, so daß der „erdige" Kontaktsaum, der den Einschluß allenthalben umgeben hatte, in eine braune Masse umgewandelt war. Glücklicherweise fanden sich Belegstücke in der Sammlung der Kgl. Bergakademie zu Freiberg vor, die von BREITHAUPT und von v. COTTA um die Mitte des vorigen Jahrhunderts gesammelt worden waren. Herr Oberbergrat Prof. Dr. BECK hatte die Güte, mir dieselben in bereitwilligster Weise zur Verfügung zu stellen, wofür ich ihm an dieser Stelle nochmals meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Nur dadurch wurde mir das Studium dieser Kalkeinschlüsse mit ihrer interessanten Kontaktrinde ermöglicht.

Über die exogene Natur dieser Einschlüsse kann man von vornherein nicht im Zweifel sein. Wollte man annehmen, daß

sie auf wässerigem Wege zum Absatz gelangte Ausfüllungen von Hohl- oder Blasenräumen seien, so müßte schon ihre beträchtliche Größe die Richtigkeit dieser Vermutung stark in Frage stellen. Absolut sichergestellt jedoch wird ihre Fremdlingsnatur, wie dies schon v. COTTA richtig erkannte, durch das Vorhandensein eben jener Kontaktrinde, die sich, wie wir sehen werden, aus Mineralien zusammensetzt, die als typische Produkte kontaktmetamorphischer Prozesse angesehen werden müssen.

Im Handstück zeigt sich, daß der unveränderte Kalkstein von einer nicht sehr festen gelblichweißen Masse, die eine Stärke von 1,5 cm erreicht, ringsum umschlossen wird. Ein Einschluß besaß außerdem eine gelbbräunliche bis grünlichgraue, etwa 3 mm starke, feste Rinde, die die Grenze zwischen dem unveränderten Kalkstein und der umhüllenden Zone bildete. In der fast zerreiblichen Substanz, dem „erdigen Idokras" v. COTTAS, finden sich große, bis 2 mm Durchmesser erreichende, graugrüne Krystalle von Vesuvian bald in geringerer, bald in größerer Menge eingestreut vor. Risse und Sprünge im Kalkstein, die eine Einwirkung der Hitze und sonstiger vom Eruptivmagma ausgehender Agenzien ermöglichten, lassen es auch längs ihrer Erstreckung zu einer Ausbildung von Kontaktmineralien kommen.

Merkwürdigerweise finden wir bei KALKOWSKY (3, S. 137) die Anmerkung, daß die Einschlüsse von Kalkstein alle keine Einwirkung des Magmas auf ihre Substanz erkennen ließen. Diese Angabe kann sich lediglich auf die zur Zeit der KALKOWSKYschen Untersuchungen vorliegenden Aufschlüsse beziehen. Ich lege besonderes Gewicht auf die Konstatierung des Umstandes, daß dieser Forscher über die Ausbildung einer Kontaktzone um diese Einschlüsse nichts berichtet, da dies, wie späterhin erörtert werden soll, mit seiner Stellungnahme zu einer genetischen Frage in wesentlichem Zusammenhang steht. Bemerkenswert ist, daß auch v. COTTA sagt, die Bruchstücke seien „oft" von einer Kontaktrinde umgeben; daraus erhellt, daß sie nicht in allen Fällen bestanden hat und daß mithin zwei so weitaus verschiedene Grade der magmatischen Einwirkung angenommen werden müssen. Leider vermissen wir bei v. COTTA eine Angabe darüber, wo sich die von einer Kontaktrinde freien Einschlüsse fanden, ob sie zusammen mit denen eine solche besitzenden auftraten oder ob sich ihr Vorkommen auf bestimmte Gangpartien beschränkte. Setzen wir füglich eine gleiche ursprüngliche Zusammensetzung der Kalksteinbrocken voraus, so scheinen mir nämlich, abgesehen von

der Dauer der Einwirkung, keine Ursachen möglich zu sein, welche die betreffende Verschiedenheit bei der berechtigten Annahme gleicher oder zum wenigsten annähernd gleicher chemischer und physikalischer Verhältnisse innerhalb der in Betracht kommenden Gangpartie hätten bedingen können. Die unterschiedliche Dauer der Einwirkung aber kann meines Erachtens nur durch die örtliche Lage des Einschlusses im Gesteinsgange veranlaßt worden sein; in den Salbandpartien erkaltete naturgemäß der Gesteinsschmelzfluß viel rascher als in der Gangmitte, und es erlosch damit seine Einwirkungsfähigkeit früher. Man könnte versucht sein, die Ursache des Gegensatzes auch darin zu suchen, ob die Bruchstücke schon in größerer Tiefe losgerissen oder erst in einem höheren Niveau einverleibt wurden; man müßte zu diesem Behufe das Vorhandensein zweier Horizonte von Kalklagern annehmen. Diese Annahme hat jedoch bei der relativen Seltenheit solcher Kalklinsen in der Glimmerschieferformation des Erzgebirges wenig Berechtigung; bestünde sie selbst zu Recht, so will mir die Dauer des Aufreißens und der Erfüllung der Spalte zu kurz erscheinen, um eine für die Ausbildung oder Nichtausbildung einer Kontaktrinde in Betracht kommende Zeitdifferenz zu schaffen. Das wahrscheinlichste ist wohl, daß die vom Syenitporphyr nicht veränderten Einschlüsse sich in dessen Salbandpartien vorfanden.

Der normale, von seiten des Porphyrs unveränderte Kalkstein, wie er sich in der Einschlußmitte findet, trägt ganz den Habitus der feinkrystallinen Glimmerschieferkalke an sich und ist von weißer oder grauer Farbe. Was seine chemische Beschaffenheit betrifft, so scheint ein ziemlich reiner Kalkstein vorzuliegen, da er mit kalten verdünnten Säuren stark braust und bei der Auflösung einen geringen Rückstand zurückläßt. U. d. M. erweist sich die Korngröße der einzelnen, häufig zwillingslamellierten Kalkspatindividuen ziemlich einheitlich (0,3 mm Durchmesser). Mechanische Beeinflussung lassen sie im allgemeinen nicht erkennen; nur an den der Kontaktzone unmittelbar anliegenden Körnern machen sich mitunter Anzeichen einer solchen, die also zweifellos vom Eruptivmagma ausging, bemerkbar, welche darin bestehen, daß die Zwillingslamellen verbogen und geknickt sind. Stellenweise waren diese kataklastischen Einwirkungen so intensiv, daß an der Grenze des Einschlusses gegen die umgebende Rinde ein ganz dichtes Gefüge auftritt. In einer überaus feinkörnigen, breccienhaften Hauptmasse liegen dann unregelmäßig gestaltete Reste größerer Kalkspatindividuen, die vor der voll-

ständigen Zertrümmerung bewahrt geblieben sind. So besteht auch die Kontaktrinde zum Teil aus feinstem Calcitstaub, in dem einige größere Calcitindividuen und die Kontaktmineralien eingelagert sind. Der Kalkstein ist also keinesfalls, wie man doch eigentlich erwartet, im Kontakt mit dem Eruptivgestein grobkrystallinischer geworden, sondern man erhält vielmehr den Eindruck, als sei er zermürbt worden. Eine Eigentümlichkeit des vorliegenden Kalksteins ist die Verzahnung. Man hat früher geglaubt, auf Grund dieser Eigenschaft mancher Glimmerschieferkalke die Frage nach der Ursache ihrer Krystallinität lösen zu können. So hält sie J. H. L. VOGT (13, S. 4 u. 43) für eine Eigentümlichkeit des regionalmetamorphen Marmors, also für ein entscheidendes Kriterium bei der Einteilung der Marmore in regional- und kontaktmetamorphe. Es haben jedoch neuerdings WEINSCHENK (14, S. 133 u. 147) und LINDEMANN (15, S. 308—310) nachgewiesen, daß diese Annahme irrig ist, da die Erscheinung der sogenannten verzahnten Struktur sich auch bei kontaktmetamorphen Kalksteinen findet, wo sie nicht auf mechanische Einwirkungen zurückgeführt werden kann. Nach LINDEMANN steht diese Eigentümlichkeit mancher Kalksteine mit keiner anderen Eigenschaft des betreffenden Gesteines in Zusammenhang, und er läßt die Frage nach ihrer Entstehung und Bedeutung offen.

Nach den neueren Auffassungen verdankt der vorliegende Glimmerschieferkalk seine Krystallinität einer Kontaktmetamorphose, die auf den Glimmerschiefer und die Kalksteineinlagerung durch einen nicht allzu weit entfernten granitischen Herd ausgeübt wurde; dafür leisten die Einschlüsse von Granit und von granitischen Gneisen in demselben Gesteinsgang, in dem die Kalkeinschlüsse auftreten, eine gute Gewähr.

Akzessorien sind im normal verbliebenen, feinkrystallinen Kalkstein sehr selten. Hin und wieder tritt u. d. M. ein Flitterchen eines farblosen Glimmers oder ein Apatitkörnchen auf. Ziemlich häufig sind noch Eisenerze; von diesen sind vor allem Eisenkies in kleinsten Körnchen und Kryställchen sowie untergeordnet Titaneisen, welches Umwandlung in Titanit zeigt, vorhanden. Bei stärkerer Vergrößerung gewahrt man im Kalkspat selbst Gasporen und Flüssigkeitseinschlüsse. Die Libellen der letzteren durch Erwärmen zum Verschwinden zu bringen, gelang nicht, so daß flüssige Kohlensäure nicht vorliegt.

Wir gehen jetzt zu der Beschreibung der einzelnen Kontaktmineralien über, wie sie die durch die Wechselwirkung zwischen eingeschlossenem Kalkstein und Gesteinsmagma entstandene Kontaktrinde zusammensetzen. Ihre Verbreitung ist

in den verschiedenen Partien der Rinde eines und desselben Einschlusses wechselnd; das in dem einen Präparat vorherrschende Mineral tritt in dem anderen zurück. Immerhin jedoch läßt sich eine Reihe nach ihrer durchschnittlichen Häufigkeit aufstellen, und in dieser Gruppierung, mit dem häufigsten beginnend, wollen wir sie aufeinander folgen lassen.

a) Granat. Makroskopisch ist der Granat nicht zu erkennen; u. d. M. zeigt sich aber, daß er das häufigst gebildete Kontaktmineral ist. Neben dem Calcit, von dessen teilweisem Vorwalten schon oben die Rede war, stellt er also den Hauptbestandteil dessen vor, was v. COTTA als „erdigen Idokras" bezeichnet, das sich jedoch mikroskopisch als eine Anhäufung verschiedenartiger kleinster Kontaktmineralien erweist. Infolge der geringen Größe der Granatindividuen ist chemisch eine Bestimmung ihrer Zugehörigkeit zu einer der Granatvarietäten nicht möglich; ihrer Farblosigkeit und der Art ihrer Entstehung nach darf man mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auf Kalk-Tongranat schließen. Das Mineral tritt auf teils in der Form unregelmäßiger Körner, teils in vorzüglicher krystallographischer Ausbildung. Das letztere gilt zumeist nur für die größeren, isoliert auftretenden Granatindividuen, die oft modellscharf ausgebildet sind. Starke Sprünge durchziehen den Granat nach allen Richtungen, was auf mechanische Einwirkungen hindeutet. Wo Konturierung auftritt, verweist sie fast immer auf das Rhombendodekaeder; nur einigemal läßt sich die Kombination von ∞O mit 202 wahrnehmen. Die größten Granaten erreichen einen Durchmesser von 0,8 mm, doch sind Krystalle von solchen Dimensionen nicht eben häufig; kleine, lokal sich zusammenscharende Körner haben etwa 0,06 mm Durchmesser, daneben finden sich winzigste Körnchen. Wie in seinen Dimensionen, so zeigt der Granat auch in der Art seiner Verbreitung sehr schwankende Verhältnisse. So treffen wir die größeren Kristalle bald gehäuft, bald vereinzelt an. Die kleineren Körner bilden gern Aggregate, die mit ihren polygonal begrenzten Einzelindividuen den Eindruck einer Art von Pflasterstruktur machen. Immer ist der Granat völlig farblos, selten aber von absoluter Reinheit infolge zahlreicher Interpositionen, die in den meisten Fällen in unregelmäßiger Weise bald mehr bald weniger dicht durch das ganze Individuum verstreut liegen, deren Verbreitung sich aber oft auch nur auf die zentralen Partien beschränkt. Über die Natur dieser eingeschlossenen feinsten doppelbrechenden Körnchen und Kryställchen eine Angabe zu machen, ist nicht möglich. In bezug auf das optische Verhalten zeigt

sich der Granat da, wo er in wohlkonturierten Individuen auftritt, meist normal einfachbrechend, wogegen die irregulär umgrenzten Körner sehr häufig schwach blaugraue Polarisationsfarben erkennen lassen, die sowohl mit größerer oder geringerer Intensität fleckenweis wechseln als auch mit einem Schalenbau zusammenhängen können. Bei der Prüfung mit dem Gipsblättchen tritt dies entsprechend deutlicher ins Auge.

b) Vesuvian. Der Vesuvian ist das einzige schon mit bloßem Auge erkennbare neugebildete Mineral; er wurde schon von v. COTTA ohne mikroskopische Hilfsmittel als solcher bestimmt. U. d. M. zeigt sich, daß krystallographische Begrenzung ihm nur selten eigen ist. Meist bildet er unregelmäßig gestaltete Körner, an denen mitunter die unvollkommene prismatische Spaltbarkeit zum Ausdruck kommt. Als Einschlüsse beherbergt er vor allem Pyroxenkörnchen. Vesuviane umschließen wohl auch vorzüglich ausgebildete Granatkrystalle. Das Mineral ist kenntlich an seiner gelblichen Färbung, der hohen Lichtbrechung und der schwachen Doppelbrechung, die negativen Charakter ($c = a$) besitzt. Pleochroismus ist deutlich wahrnehmbar und äußert sich in einem Wechsel von beinahe vollständiger Farblosigkeit ($= c$) bis zu einem Grünlichgelb ($= a$). Eigentümlicherweise tritt in manchen Fällen der Pleochroismus nicht in allen Teilen eines und desselben Individuums in gleicher Stärke, sondern meist in gänzlich unterschiedlicher Intensität, sehr selten in zonarer Verteilung auf, so daß derselbe Schnitt bei der gleichen Stellung zu dem Nicolhauptschnitte zugleich schwächere und intensivere Farben an verschiedenen Stellen zeigt. Diese Zusammensetzung aus im Pleochroismus etwas abweichenden Teilen ist bei gekreuzten Nicols noch viel augenfälliger. Bei Parallelstellung der optischen Elastizitätsachsen des Minerales mit den Nicolhauptschnitten herrscht einheitliches Dunkel, in anderen Stellungen dagegen zeigen die Stellen mit stärkerem Pleochroismus ganz eigenartige Interferenzfarbengegensätze, die sich von einem eigentümlichen stumpfen Bräunlichgrün bis zu Tiefdunkelblauviolett steigern, während die gleichmäßig gefärbten Partien ein stumpfes Graugrün zeigen.

c) Pyroxen. Der Pyroxen kommt ebenso wie der Granat bald in Gestalt einzelner Körner, bald in Aggregaten ineinander verschränkter Individuen vor. Jene erreichen teilweise relativ bedeutendere Dimensionen (bis 0,3 m); die durchschnittliche Größe der sich aggregierenden Körnchen ist indessen nur sehr gering, sie beträgt etwa 0,04 mm. Krystallographische Ausbildung ist dem Pyroxen selten eigen, mitunter

nur lassen Vertikalschnitte eine geradlinige Umgrenzung parallel den prismatischen Spaltrissen gewahren. Mißt man an derartig ausgebildeten Kryställchen die Auslöschungsschiefe, so erhält man an Schnitten, die sich wahrscheinlich $\infty P \infty \{010\}$ nähern, als Maximum einen Winkel von 37—39°, so daß also ein malakolithartiger Pyroxen vorzuliegen scheint. Er ist durchgängig vollständig farblos und stark doppelbrechend. Sehr wechselnd, doch meist nicht spärlich, ist sein Gehalt an Interpositionen und Hohlräumen.

d) Quarz. Der Quarz tritt in sehr verschiedenen Dimensionen und in wechselnder Verbreitung auf. In manchem Schliffe macht es oft Mühe, ihn aufzufinden, während er in einem anderen Präparat lokal stark angehäuft vorkommt. Quarzkörner von einer Ausdehnung von 0,75 mm in der Längsrichtung stellen das Maximum in den Größenverhältnissen vor. Derartige größere, nur selten auftretende Quarze entbehren stets der krystallographischen Begrenzung. Dagegen sind kleinere Individuen häufig allseitig gesetzmäßig umrandet und zeigen an beiden Enden die pyramidale Zuspitzung. Neben diesen vereinzelt auftretenden Körnern und Kryställchen treffen wir hin und wieder kleinkörnige Quarzaggregate an, deren einzelne Elemente einen Durchmesser von 0,05 mm durchschnittlich besitzen. Diese Aggregate zeigen typische Pflasterstruktur, da die Körnchen mit größtenteils geradlinigen Begrenzungslinien aneinanderstoßen. In einem Präparat fand sich dieses Quarzmosaik in solcher Ausdehnung vor, daß es gewissermaßen die Grundmasse vorstellte, in der andere Mineralien, wie Granat und Vesuvian, zur Ausscheidung gekommen waren. Eine Eigenschaft ist allem Quarze eigen, und sie fällt vor allen Dingen bei diesen Anhäufungen ins Auge, das ist die undulöse Auslöschung. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse enthält der Quarz nur in geringer Menge; er unterscheidet sich darin immer von dem Apatit, der solche in reichlicher Anzahl führt. Ferner beherbergt der Quarz als Einschlüsse dann und wann kleine Kryställchen und Körnchen, deren mineralische Natur sich infolge ihrer Winzigkeit nicht mit Bestimmtheit feststellen läßt; man wird sie wohl zum größten Teile dem Granat und dem Pyroxen zurechnen müssen.

e) Chalcedon. Direkt auf der Grenze zwischen Kontaktsaum und unverändertem Kalkstein begegnen wir mitunter einer Substanz, die gewöhnlich buchtig in den letzteren eindringt. Sie setzt vor allem jene dichte graugrüne Kruste zusammen, die bei der makroskopischen Beschreibung der Kalk-

einschlüsse als an einem derselben befindlich erwähnt wurde. Sie ist in heißer Salzsäure unlöslich, zeigt angenähert die Polarisationsfarben des Quarzes und hat ein eigenartiges, faseriges Gefüge. Durch perlitartige Sprünge markieren sich oft kugelige Gebilde, die unter gekreuzten Nicols ein dunkles Kreuz zu erkennen geben, dessen Balken den Nicolhauptschnitten parallel gehen, desgleichen ließ sich der negative Charakter der Faserachse (also $c = a$) konstatieren. Die Annahme, daß in dieser Substanz Chalcedon vorliegt, hat große Wahrscheinlichkeit. Selten nur ist sie ohne jeglichen Einschluß; vor allem sind ihr häufig feinste Krystallnädelchen in solcher Fülle interponiert, daß sie förmlich einen Filz bilden; man hat den Eindruck, als handle es sich um Nädelchen amphibolischer Natur. Tritt der Chalcedon in umfangreicheren Partien auf, so kommt es wohl vor, daß in ihm Vesuviankörner und Granatkrystalle von Millimeterdicke eingebettet liegen.

f) Apatit. Der Apatit, vom Quarz durch seine Brechung und durch den Charakter der Doppelbrechung wohl zu unterscheiden, zeigt weder in Form noch Größe besondere Verhältnisse. Selten weist er gesetzmäßige Konturierung auf; die nur geringe Größe erreichenden Durchschnitte sind fast stets von runder oder unregelmäßig eckiger Gestaltung. An Einschlüssen führt er zumeist kleine, dunkel umrandete, rundliche oder ovale Gasporen. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle wurden nur selten wahrgenommen. Er ist so spärlich vorhanden, daß es in manchem Präparate längeren Suchens bedarf, um eins der kleinen Körnchen aufzufinden.

g) Opal. Für amorphe Kieselsäure läßt sich eine schwach lichtbrechende und völlig isotrope Substanz ansprechen, deren Auftreten sich ausschließlich auf jene graugrüne Kruste um einen der Einschlüsse beschränkt.

h) Glimmer. Bezüglich des Auftretens gilt für den Glimmer dasselbe wie für den Opal. Immer gewahrt man ihn dort in nächster Nähe des unveränderten Kalksteines, einige der Glimmerblättchen sind sogar allseitig vom Kalkspat umgeben. Er ist vollständig farblos und zeigt sehr hohe Polarisationsfarben. Durch sein Gefüge und durch die in Längsschnitten beobachtete Auslöschung macht er seine Natur als eines Glimmerminerales offenkundig. Leider ist bei der Kleinheit der Objekte eine genaue Bestimmung der Art dieses hellen Glimmers nicht möglich. An Einschlüssen begegnen wir kleinsten, dunkel umrandeten Körnchen.

i) Titanit. LEPPLA (16, S. 130) fand den Titanit als Neubildungsprodukt in den schon oben erwähnten Kalkeinschlüssen vom Remigiusberg bei Cusel in wohlausgebildeten Krystallen nicht besonders häufig, aber doch konstant vor. Wir dagegen müssen ihn in unserem Falle zu den seltensten Neubildungen zählen. In der Form von bis 0,2 mm im Durchmesser haltenden Körnern, die sich zu einem Schwarm vereinigt hatten, ließ er sich nur einmal beobachten. Die völlig unregelmäßig gestalteten, stark lichtbrechenden Körner besitzen blaßbräunlichgelbe Farbe und zeigen deutlichen Pleochroismus, der zwischen Hellgelb und Bräunlichgelb schwankt. Abgesehen von ihrer Farbe wird ihre Bestimmung als Titanit trotz des Fehlens krystallographischer Begrenzung dadurch erleichtert, daß sie zum Teil in Calcit eingelagert sind, dessen Polarisationsfarben sie annähernd zeigen, von dem sie sich aber durch die hohe Lichtbrechung stark abheben. Ob die sonst noch hier und da anzutreffenden Anhäufungen kleinster Titanitkörnchen immer nur Umwandlungsprodukte aus Titaneisen sind, manche tragen noch Spuren eines Erzes in sich, oder ob sie teilweise doch Kontaktgebilde sind, läßt sich nicht entscheiden. Wahrscheinlicher ist freilich das erstere, da wir gesehen haben, daß Titaneisen zu den Akzessorien des unveränderten Kalksteins gehört und auch dort die Umwandlung zu Titanit erfährt.

k) Zirkon. Dieses Mineral ist überaus selten und tritt auf in der Gestalt kleiner Körner.

Neben Calcit, der sich bald häufiger, bald seltener, zumeist in Gestalt feinsten Staubes, welchem einige größere Calcitindividuen eingesprengt sind, beteiligt, setzen die vorstehend beschriebenen Mineralien: Granat, Vesuvian, Pyroxen, Quarz, Chalcedon, Apatit, Opal, Glimmer, Titanit und Zirkon die Kontaktrinde um die Kalkeinschlüsse in unregelmäßiger Weise zusammen. In der Anordnung der Aufeinanderfolge ist ein Bild ihrer Mengenbeteiligung gegeben. Nach Skapolith, Wollastonit und Spinell sucht man vergebens.

Da den untersuchten Einschlüssen kein Porphyrmaterial anhaftete und der einzige anstehend zu findende Kalkeinschluß von ganz zersetztem Gestein umgeben war, so ist keine Entscheidung darüber zu treffen, ob durch den Kalk eine endomorphe Kontaktveränderung des Gesteins hervorgebracht wurde, ob also das einschließende Eruptivgestein selbst an der unmittelbaren Grenze gegen die Kalkeinschlüsse eine Veränderung in seiner chemischen und mineralogischen Zusammensetzung erlitten oder auch nur eine etwas andere Struktur angenommen

hat. Derartige Beobachtungen machten LEPPLA (16, S. 127), BAUER (17, S. 231 u. 232), BRAUNS (18, S. 507, 526—528, 530) und SCHWANTKE (19, S. 167). Es ist die Unmöglichkeit der Untersuchung solcher an diese Einschließlinge unmittelbar angrenzenden Gesteinspartien recht lebhaft zu bedauern, da wohl sicher ist, daß ein Teil des Kalkes in das Porphyrmagma eingeschmolzen wurde und dort zu Neubildungen oder wenigstens zu einer CaO-reichen Ausbildung der Feldspate Veranlassung gegeben hat. Bezüglich der Struktur des Gesteins um die Einschlüsse ist wahrscheinlich, daß eine so auffallend schlackige Beschaffenheit, wie sie BRAUNS, der als Ursache der Blasenbildung die bei der Einschmelzung des Kalksteines freiwerdende Kohlensäure annimmt, in einem Diabas beobachtete, in unserem Falle nicht bestand, sonst hätte wohl sicherlich v. COTTA ihrer Erwähnung getan. Dort handelt es sich zumal um einen Deckenerguß, hier aber um ein in einem tieferen Niveau angeschnittenes Gestein, bei dem der hydrostatische Druck die Ausbildung einer derartigen schlackigen Struktur verhindert haben dürfte.

Im Anschlusse an die Untersuchung über die Kontaktwirkungen des Glimmersyenitporphyrs auf die Kalkeinschlüsse halte ich es für angebracht, Stellung zu der Frage zu nehmen, welcher Art die ebenfalls im Porphyr auftretenden, schon früher bei dessen spezieller Untersuchung erwähnten Kalkspatkörner sind. Die von KALKOWSKY vor langer Zeit aufgestellte Hypothese über ihren Ursprung in diesem Porphyr sowohl wie in anderen Gesteinen des Erzgebirges will mir im Hinblick auf die geschilderte Kontaktsaumbildung nicht zutreffend erscheinen.

KALKOWSKY (3, S. 143 u. f.) gibt zunächst eine eingehende Schilderung der Erscheinungsweise dieser Kalzitpartien und sagt dann: „Es ist keine Andeutung vorhanden, nach der man die Kalkspate als Pseudomorphosen nach irgend einem der Gemengteile auffassen kann, wiewohl vielleicht manche der kleineren Calcitpartien, die zwischen den Gemengteilen eingeklemmt liegen, als durch Zersetzung des Amphoterolithgemengteiles entstanden aufgefaßt werden können. Diese Verhältnisse gleichen vollkommen den von ZIRKEL in seiner Untersuchung über die Zusammensetzung des Kersantons beschriebenen: wie in letzterem, so muß auch im Scharfensteiner Syenit der Kalkspat als primärer Gemengteil aufgefaßt werden. Es ist das Auftreten des Calcites durchaus nicht anders zu erklären, als daß kohlensaurer Kalk in dem Silikatmagma, das, nach den dichten Salbändern zu urteilen, wohl einmal eine durchaus

homogene Substanz gewesen ist, aufgelöst gewesen ist, sowie sich Zucker in Wasser auflöst. Der hydrostatische Druck mußte den Eintritt einer Reaktion des Silikates auf das Carbonat verhindert haben." Angesichts des Umstandes, daß der Glimmersyenitporphyr, wie aus dem Vorhandensein der Kalkeinschlüsse zu schließen ist, und andere hier in Betracht kommende Gesteine in Beziehung zu Kalklagern der archäischen Formation stehen, läßt er sich über den Ursprung des Calcitgehaltes im Magma an anderer Stelle (3, S. 156) folgendermaßen aus: „Ich halte es somit für empfehlenswerter, den kohlensauren Kalk dieser verschiedenen Gesteine für von Kalklagern der archäischen Formation abstammend zu halten, als ihn als uranfänglichen Bestandteil der Eruptivmagmen aufzufassen. Durchaus aber muß der Kalkspat nicht nur in einen plastischen und krystallisationsfähigen Zustand versetzt, sondern vollständig aufgelöst gewesen sein."

Es muß zugestanden werden, daß das ganze Auftreten und die Beschaffenheit der Kalkspatkörner dergestalt sind, daß sie dem Beschauer beim ersten Anblick nicht den Eindruck eines sekundären Bestandteiles machen und daß sie an einen anderen Ursprung denken lassen. Erinnern wir uns, daß KALKOWSKY die Ausbildung einer Kontaktzone mit ihren Neubildungsmineralien um die Kalkeinschlüsse nicht kannte, so verstehen wir daher, wie er zu der obigen Auffassung gelangen konnte. Wir aber müssen in Anbetracht des Vorhandenseins einer solchen uns in Widerspruch zu ihm setzen. Das Auftreten von mit einer Kontaktrinde behafteten Kalkeinschlüssen im selben Niveau, in dem sowohl in der Gangmitte als auch am Salband diese Kalkspatkörner vorkommen, macht unter allen Umständen die Hypothese hinfällig, daß der hydrostatische Druck oder irgend eine andere Ursache eine Einwirkung des Silikates auf das Carbonat verhindert und ein bloßes Auflösen und späteres Wiederausscheiden des letzteren zugelassen habe. Dieser hindernde Faktor hätte sich doch stets in seiner Wirkung geltend machen müssen, so daß also am Rande der Einschlüsse lediglich eine Weglösung des Kalkes hätte stattfinden dürfen, wenn wirklich ein solcher vorhanden gewesen wäre. Soviel steht also mit Sicherheit fest, daß an ein Auflösen und Wiederausscheiden des Carbonates ohne Reaktion des Silikatschmelzflusses auf dasselbe nicht gedacht werden kann.

Wir sahen uns veranlaßt, auch die Existenz unveränderter Einschlüsse anzunehmen. Dies ließe die Möglichkeit zu, die Kalkspatkörner für unveränderte kleine Kalkein-

schlüsse zu halten. Dem widerspricht aber neben ihrer Form die Tatsache, daß, wo wir ihnen auch immer begegnen, sie trotz ihrer Häufigkeit nie und nirgends, sei es am Salband, sei es in der Gangmitte, in Verbindung mit einem der typischen Kontaktmineralien auftreten oder eine Veränderung oder Beeinflussung erkennen lassen. Es wäre doch recht verwunderlich, daß, wäre jene Ansicht richtig, es nicht in einem einzigen Falle zur Bildung solcher Mineralien gekommen ist, die um manche der großen Einschlüsse eine über zentimeterstarke Kruste zusammensetzen. Zudem ist es wahrscheinlich, daß der Kalk als Einschluß seinerseits das Gestein beeinflußt hätte. Wenn wir leider infolge Fehlens geeigneten Materials im vorliegenden Falle auch nicht diese Ansicht durch analoge Beobachtungen an dem die großen Kalkeinschlüsse umgebenden Gestein belegen können, so berichten doch MAX BAUER und BRAUNS Ähnliches. Nach BAUER (17, S. 231 u. f.) war der Basalt um Kalkeinschlüsse herum, deren Größe nicht über die mikroskopische hinausging, in einer breiten Zone sehr viel grobkörniger als in seiner Hauptmasse, und es fand sich eine große Menge opaker Krystalle, die sich als Ilmenit erwiesen, ausgeschieden. Fehlte die grobkörnige Zone, so war der Basalt durch massenhaft ausgeschiedenen feinsten Magneteisenstaub rings um den Kalk herum sehr stark imprägniert und dadurch fast schwarz gefärbt, eine Erscheinung, welche BAUER zu der Annahme veranlaßt, daß der Kalk hier offenbar Magneteisen aus dem Basaltmagma ausgefällt habe. Bei BRAUNS (18, S. 530) lesen wir über Kalkeinschlüsse im Diabas: „Dieselben Veränderungen der Grundmasse, Anhäufungen von Magneteisenkrystalliten und Reichtum an Glas, findet man auch rings um kleinere körnige Aggregate von Kalkspat, an denen das Gestein sehr reich ist, von denen man aber nach ihrer Beschaffenheit nicht sagen kann, ob sie Einschlüsse sind oder sekundäre Bildungen. Man wird wohl nicht sehr fehl gehen, wenn man die Kalkkörner, um welche das Gestein in der charakteristischen Weise verändert ist, als Einschlüsse, die anderen, um welche das Gestein seine normale Beschaffenheit hat, als sekundäre Bildungen auffaßt.“ In unserem Falle vermissen wir durchaus eine abweichende Beschaffenheit des umgebenden Gesteins, wohl gleichfalls ein Hinweis darauf, daß keine Einschlüsse vorliegen.

Trotz aller der von KALKOWSKY zur Stützung seiner Hypothese vorgebrachten Argumente führen die vorliegenden Erwägungen zu der Anschauung, daß die in Frage stehenden Kalkspatkörner stets sekundärer Natur sind. Es dürfte sich

teilweise um Pseudomorphosen, seien es Umwandlungs- oder Ausfüllungspseudomorphosen, teilweise um Ausfüllungsmaterial in miarolitischen Hohlräumen handeln. Daß sich diese Auffassung auch auf die Kalkspate der übrigen von KALKOWSKY in diesem Zusammenhange beschriebenen Gesteine ausdehnen läßt, ist sehr wahrscheinlich, soll aber nicht des näheren untersucht werden.

Eine Entscheidung der Frage nach der Natur des Calcits in Eruptivgesteinen überhaupt können natürlich die vorliegenden Betrachtungen sich nicht anmaßen. Immerhin freilich geben sie einen Hinweis darauf, daß man sehr vorsichtig sein muß, den Druck als den mit großer Wahrscheinlichkeit die Existenzfähigkeit des Calciumcarbonates im Magma ermöglichenden Faktor hinzustellen und zu betonen, wie es HÖGBOHM (20, S. 109 u. 110) und neuerdings RIMANN (21, S. 209) tun; denn das Vorhandengewesensein großen Druckes kann auch im vorliegenden Falle zum mindesten nicht geleugnet werden, und doch trat eine Reaktion des Silikatschmelzflusses auf das Carbonat ein.

Eigentümliche Ausbildung eines Salbandes von Minette.

Am linken Gehänge des Wilischtales, bei der zweiten Fabrik oberhalb der Haltestelle Wilischtal, ist in einem Steinbruch ein durchschnittlich 50 cm mächtiger Gesteinsgang aufgeschlossen, der nordöstlich streicht, seiger einfällt und sich etwa 30 m am Gehänge aufwärts verfolgen läßt. Das Gestein hat dunkelgraugrüne Färbung und läßt in der Gangmitte mehrere Millimeter dicke Feldspate als porphyrische Gemengteile erkennen; am Salband ist es völlig dicht (vgl. 1, S. 56). Es fällt auf, daß diesen unmittelbar am Nebengestein liegenden Partien auf etwa 3 mm Erstreckung eine etwas hellere Färbung eigen ist. Bei sehr genauem Zusehen läßt sich an angeschliffenen Flächen sogar eine feine Bänderung gewahren, welche ihre Ursache in der abwechselnden Aufeinanderfolge mehr oder weniger heller Farbnuancen hat und durch welche selbst dem unbewaffneten Auge mitunter Fluktuationsphänomene erkennbar werden.

Das Studium des Gesteins aus der Gangmitte ergibt, daß wir eine Minette vor uns haben, deren Zusammensetzung und Struktur kein weiteres Interesse beanspruchen können. Nicht so jene hell gefärbten Randpartien, welche Erscheinungen zeigen, die unzweifel-

haft dartun, daß das Minettemagma hier in hyaliner Form erstarrte. Makroskopisch läßt sich eine derartige Diagnose nicht stellen, denn die Kruste hat keineswegs das glänzende Aussehen eines echten Glases, sondern ist, wohl infolge hydrochemischer Prozesse, matt und unterscheidet sich, abgesehen von der eigenartigen Färbung, in nichts von der dichten Ausbildungsform anderer derartiger Gesteinsgänge am Salband. Als Ausscheidungen in dieser Zone fallen hin und wieder dunkle Pünktchen auf. Es sind dies, wie das Mikroskop lehrt, teilweise scharf gesetzmäßig umrissene Formen, wie sie dem Pyroxen eigen sind. Diese Krystalldurchschnitte erreichen eine Größe von 0,4 mm. Ursprüngliche Pyroxensubstanz ist nicht mehr vorhanden, an ihre Stelle ist ein Aggregat von Calcit und Chlorit getreten. Außerdem zeigt sich in der randlichen Zone von größeren Mineralindividuen nur noch der Apatit.

Das mikroskopische Bild der Hauptmasse ist nicht sonderlich wechselnd und läßt sich völlig mit dem eines Variolits in stark verkleinertem Maßstabe vergleichen. Das Gepräge geben ihm kleine, ziemlich einheitlich große, rundliche Gebilde. Ihr Durchmesser beträgt durchschnittlich etwa 0,04 mm. Vollständige Kugelformen sind selten, und es herrschen ovale Formen vor. Mehr oder weniger von feinsten staubähnlichen Partikelchen erfüllt, werden sie im Schliff in unterschiedlichem Maße lichtdurchlässig. Nicht immer sind diese minimalen Interpositionen völlig gleichmäßig über die ganze Fläche des Ovals verstreut, sondern sehr oft sind sie zentral angehäuft und bilden so einen dunklen Kern. An Stelle des letzteren kann ein kleines, rund oder länglich gestaltetes Kryställchen unbestimmbarer Natur treten. Das Mengenverhältnis zwischen den Knöllchen, als welche wir uns diese im Schnitt rundlichen Gebilde vorzustellen haben, und der Grundmasse, in der sie eingebettet liegen und von der sie sich fast durchaus scharf begrenzt abheben, ist sehr schwankend. Mitunter sind die Knöllchen einzeln verstreut, oft drängen sie sich so zusammen, daß sie zwischen sich eben nur so viel Platz für die Grundmasse freilassen, als dies ihre rundliche Gestalt bei gegenseitiger tangentialer Berührung gestattet; endlich kann die Grundmasse völlig fehlen. Besitzen die Knöllchen — wie es selten vorkommt — eine von den Interpositionen freie, heller gefärbte, peripherische Zone, so heben sie sich in ihrer gegenseitigen Konturierung auch im letzten Falle noch deutlich hervor; fehlt dieselbe, so sind sie nicht mehr einzeln in ihren Umrissen ausgeprägt, sondern verschmelzen ineinander. Trotzdem freilich charakterisieren sich auch dann noch häufig die

einzelnen Gebilde als solche durch das in ihrer Mitte angeordnete Häufchen oder Kryställchen. Ganze umfangreiche Partien treten auf, die im gewöhnlichen Lichte durch nichts verraten, daß sich da Knöllchen an Knöllchen preßt. Fluktuationsphänomene sind häufig. Wo sie in die Erscheinung treten, gewahren wir langgestreckte Ovale, deren lange Achse parallel der Stromrichtung gelagert ist; ist ein zentrales Häufchen vorhanden, so ist auch dies im gleichen Sinne in die Länge gezogen. Mitunter lagern sich diese Ovale so aneinander, daß sich langgestreckte Anhäufungen ergeben, die durch ihre Erstreckungsrichtung ein deutliches Bild fluidaler Erscheinungen geben. Derartige Anblicke bieten sich vor allem da, wo der Schmelzfluß sich um kleine losgesprengte Stückchen des Nebengesteines oder um die Pyroxeneinsprenglinge herumlegen mußte; diese werden völlig von den Knöllchen umflutet.

Unter gekreuzten Nicols geben die runden Gebilde ein sehr deutliches Interferenzkreuz, dessen Arme den Nicolhauptschnitten parallel gehen. Die Achse der größten optischen Elastizität liegt in der Richtung des Radius; der optische Charakter ist mithin negativ. Das Verhalten der Kügelchen ist also ganz das eines radialfaserigen Aggregates. Doch ist nicht die geringste Andeutung einer faserigen Struktur wahrzunehmen; selbst bei der stärksten Vergrößerung erscheinen sie vollständig homogen. Es handelt sich also möglicherweise um im Spannungszustande befindliche Glaskügelchen. Ausgeschlossen freilich ist nicht, daß eine sphärolithähnliche Faserung von derartiger Feinheit vorhanden ist, daß sie mit den mikroskopischen Hilfsmitteln nicht erkannt werden kann, dann würde es sich möglicherweise um einen wenig entwickelten oder in seiner Ausbildung gehemmten Ansatz zu derjenigen Struktur handeln, welche anderswo ein normales sphärolithisches Aggregat bildet.

Die Grundmasse, in der die Knöllchen zum Teil eingelagert sind, ist eine homogen erscheinende Substanz von meist mehr hell- als dunkelgrünlicher Färbung, die nur gelegentlich ins Bräunliche hinüberspielt, und völliger Isotropie, wie es bei gekreuzten Nicols den Anschein hat. Bei der Prüfung mit dem Gipsblättchen jedoch treten unter gekreuzten Nicols Erscheinungen der Doppelbrechung, wenn auch von sehr geringer Intensität, auf. Scheint dieser Umstand auch anzudeuten, daß diese Masse keine amorphe Substanz ist, so ist es nicht undenkbar, daß sie dies ehedem war und daß in ihr eine anfänglich glasige Basis vorliegt, die durch sekundäre Einflüsse verändert ist; erinnern wir uns nur der ganz ähnlichen Beobachtungen an Varioliten, wo man sich gleichfalls veranlaßt

gesehen hat, als ursprüngliches Substrat der Grundmasse ein Gesteinsglas anzunehmen (22, S. 295). Manchmal zeigen ziemlich umfangreiche Grundmassepartien da, wo Strömungserscheinungen auftreten, beim Drehen des Objekttisches unter gekreuzten Nicols ein ziemlich lebhaftes Aufleuchten, das wohl mit Sicherheit auf Spannungserscheinungen zurückzuführen ist. Markiert werden diese fluidalen Phänomene innerhalb der Grundmasse aufs deutlichste durch die streifenförmige Anordnung kleinster Körnchen, die ihr immer, häufig in beträchtlicher Menge, interponiert sind. Bei starker Vergrößerung zeigen sie grünliche Färbung, außerdem besitzen sie ziemlich hohe Doppelbrechung; sie machen ganz den Eindruck von Epidot. Den Knöllchen fehlen diese Körnchen. Es sei hervorgehoben, daß Ilmenit-, Plagioklas-, Aktinolith- oder Augitmikrolithe, wie man solche in der Grundmasse mancher Variolite findet, hier nicht zur Beobachtung gelangen.

Um von der Verteilung der einzelnen die wahrscheinlich vormals glasige Kruste zusammensetzenden Elemente ein Bild zu erhalten, betrachten wir einmal einen senkrecht zur Salbandfläche gelegten Schliff. Nächst dem Kontakt mit dem Nebengestein herrscht bis auf eine Erstreckung von 0,3 mm die grünlich gefärbte, mit Körnchen erfüllte Grundmasse vor; nur wenige Knöllchen sind ihr eingebettet. Je weiter wir uns vom Salband entfernen, desto häufiger werden die letzteren. Sie schließen sich mehr und mehr zusammen, bis sie bei etwa 1,5 mm Entfernung eine 0,5 mm breite Zone bilden, die nur selten einmal einen Zwickel von Grundmasse birgt. Auf kurze Erstreckung tritt dann die letztere noch einmal vor, wird aber endlich wieder völlig von den immer mehr und mehr mit feinsten Partikelchen erfüllten Knöllchen verdrängt. 3 mm vom Salband entfernt, ist plötzlich keins der letzteren mehr wahrzunehmen. Dafür entwickelt sich allmählich eine deutliche Polarisationsfarben zeigende Masse, die mit Krystalliten anscheinend pyroxenischer Natur vollgepfropft ist und in der sich weiterhin Apatite, Zirkone und Glimmerblättchen beobachten lassen. Nach und nach bilden sich so die einzelnen Gesteinskonstituenten heraus.

Das Vorkommen dieses eigenartigen Salbandes gab Veranlassung, ähnliche Gesteine, die makroskopisch ebenfalls eine überaus dichte Ausbildung der Salbandpartien erkennen ließen, daraufhin zu untersuchen, ob sich analoge Erscheinungen zeigten. Das Ergebnis war negativ.

Doch scheinen ähnliche Verhältnisse wie die oben beschriebenen bei dem Glimmerdiorit vorzuliegen, der das Gries-

bacher Kalklager durchsetzt; von ihm berichtet nämlich KALKOWSKY (3, S. 155), daß die 7—10 mm breite, heller gefärbte Grenzzone von einer aus Feldspatmasse und Eisenoxyden, wohl nebst etwas Biotitsubstanz, zusammengesetzten sphärolithischen Masse gebildet werde, deren 0,05 mm im Durchmesser haltende Kügelchen ebenfalls keine Struktur, doch alle zwischen gekreuzten Nicols ein Interferenzkreuz aufweisen.

Literaturverzeichnis.

(Im Text mit Ziffern zitiert.)

1. Erl. zur geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Sektion Zschopau-Grünhainichen. 2. Aufl. 1905.
2. v. COTTA: Porphyrvorkommen mit Gesteinseinschlüssen bei Zschopau. N. Jahrb. Min. 1852.
3. KALKOWSKY: Über einige Eruptivgesteine des sächsischen Erzgebirges. N. Jahrb. Min. 1876.
4. Erl. zur geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Sektion Zschopau. Leipzig 1880.
5. E. STECHER: Kontakterscheinungen an schottischen Olivindiabasen. Tscherm. Min.-petr. Mitt. IX, 1888.
6. F. ZIRKEL: Über Urausscheidungen in Rheinischen Basalten. Abh. der Kgl. Sächs. Ges. d. Wissensch., Math.-phys. Kl. XXVIII, 3.
7. E. REYER: Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.
8. L. MILCH: Über magmatische Resorption und porphyrische Struktur. N. Jahrb. Min. 1905, II. Band.
9. K. TH. LIEBE u. E. ZIMMERMANN: Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. Jahrb. Preuß. geol. Landesanstalt 1885.
10. R. POEHLMANN: Einschlüsse von Granit im Lamprophyr (Kersantit) des Schieferbruches Bärenstein bei Lehesten in Thüringen. N. Jahrb. Min. 1888, II. Bd.
11. M. KOCH: Die Kersantite des Unterharzes. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. 1886.
12. H. BÄCKSTRÖM: Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. Bihang till Svenska Vet.-Akad. Handlingar. XVI, Afd. 2, Nr. 1.
13. J. H. L. VOGT: Der Marmor in bezug auf seine Geologie, Struktur und seine mechanischen Eigenschaften. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1898.
14. E. WEINSCHENK: Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1903.
15. B. LINDEMANN: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XIX, 1904.
16. A. LEPPLA: Der Remigiusberg bei Cusel. N. Jahrb. Min. 1882, II. Bd.
17. M. BAUER: Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben. N. Jahrb. Min. 1891, II. Bd.
18. BRAUNS: Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland II. Diese Zeitschr. XVI, 1889.

19. A. Schwantke: Über die Basalte der Gegend von Marburg insbesondere das Vorkommen von Amöneburg. Sitz.-Ber. d. Ges. z. Beförd. d. gesamt. Naturwissensch. zu Marburg, Jahrg. 1901.
20. A. G. Högbohm: Stockh. Geol. För. Förh. 1895.
21. E. Rimann: Über calcitführenden Granit im Riesengebirge. Centralblatt Min. 1907, Nr. 7.
22. A. J. Cole and S. W. Gregory: The variolitic rocks of Mont-Génèvre. Quart. journ. geol. soc. 46, 1890.

Manuskript eingegangen am 5. April 1908]

7. Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden „Deutschlands".

Von Herrn Wilhelm Pabst in Gotha.

IV.[1])

Endgültige Abgrenzung und Charakterisierung der Fährtenarten der Tierfährten des Rotliegenden „Deutschlands" und ihre Verteilung auf diese.

Nachdem versucht worden ist den Begriff der Fährtenart zu schaffen[2]), ist es möglich geworden, die Fährten des Rotliegenden Deutschlands, deren Untersuchung nunmehr als abgeschlossen betrachtet werden kann, endgültig zu klassifizieren, nach ihren Merkmalen zu Arten zu vereinigen und diese in ein System zu bringen.

Durch ihre Merkmale bestimmt charakterisiert als Fährtenarten im angeführten Sinne und nach ihnen zu bestimmen sind vorerst:

1. *Ichnium sphaerodactylum, tambacense* und *kabarzense.*

Die Klumpzehfährte von Tambach und Kabarz in Thüringen.

Diese Zeitschrift 1895, S. 570 ff.; 1896, S. 638 ff.; 1896, S. 808 ff. Naturw. Wochenschrift 1896, Nr. 48; 1897, Nr. 8. Nova Acta: Abh. d. Kais. Leop. Carol. D. Ak. d. N., Bd. 89, Nr. 2, 1—12, 38—39.

Die Einzelfährten von *Ichnium sphaerodactylum, tambacense* sind charakterisiert durch einen breiten, massig entwickelten Ballen und fünf kurze Zehen mit klumpigen, kugelförmigen Endigungen, die bei der ersten bis dritten, vielfach auch noch bei der vierten Zehe einwärts gebogen sind, während die Endigung der fünften Zehe nach auswärts gekrümmt, ja z. T. sogar abgespreizt und beinahe nach rückwärts gebogen ist.

[1]) Diese Zeitschrift 1900, S. 49; 1905, S. 1 und 1905, S. 361.
[2]) a. a. O. 1900, S. 50.

Mit der Biegung in Übereinstimmung ist ein engeres Verwachsensein der ersten bis vierten, jedenfalls immer der zweiten bis vierten Zehe. Werden prinzipiell die in den einseitigen Einzelfährtenpaaren zuerst liegenden Einzelfährten als Vorderfußeinzelfährten angesprochen, so unterscheiden sie sich von den Hinterfußeinzelfährten durch ihre geringere Größe und eine Reihe anderer Eigentümlichkeiten. So sind die Zehen der Vorderfußeinzelfährten im Verhältnis zum Ballen kürzer, meist alle fünf deutlich ausgeprägt und mit ihren Endigungen bei der ersten bis vierten Zehe auffallend nach innen gebogen. Die Zehen der Hinterfußeinzelfährten sind länger, gestreckter und mit ihren Endigungen weniger deutlich nach innen gebogen. Die fünfte Zehe ist vielfach gar nicht mit zum Abdruck im Relief gekommen oder nur in ihren kugeligen Endigungen; selten ist auch die Zehe selbst mit abgeformt. Eine Reihe von Einzelfährten endlich lassen im Relief eine deutliche Gliederung der Zehen und eine Fältelung der Hautbedeckung erkennen.

In der zusammenhängenden Fährte ist Fährtenmaß 1 immer kleiner als 2; der Gang also ausgesprochen alternierend. Die Hinterfußeinzelfährten folgen den Vorderfußeinzelfährten meist so unmittelbar, daß ihre Zehenkuppen die Ballen dieser berühren. Vielfach findet ein völliges „Sichdecken" beider Einzelfährten statt, so daß die Zehenspuren der Hinterfußeinzelfährten in denen des Ballens der Vorderfußeinzelfährten liegen und die Zehen der Hinterfußeinzelfährten sich gleichsam in den Zehen der Vorderfußeinzelfährten fortsetzen.

Als besondere Eigentümlichkeiten der Tambacher Klumpzehfährte können endlich noch angeführt werden, daß sie zu den bestausgeprägten Fährten des Rotliegenden Deutschlands gehört, ihre Einzelfährten daher meist vollkommen erhalten und zusammenhängende Fährten, vor allem aber einseitige Einzelfährtenpaare nicht selten sind.

Ichnium sphaerodactylum, kabarzense, die Klumpzehfährte von Kabarz, stimmt in ihren Merkmalen vollkommen mit der Tambacher Klumpzehfährte überein. Sie besitzt gleich dieser einen massig entwickelten Ballen, auffallend kurze Zehen mit klumpigen, kugelförmigen Endigungen. Charakteristisch für die Kabarzer Fährte ist, daß ihre Einzelfährten vielfach im Gegensatz zur Tambacher Fährte, nur in ihren Zehenkuppen, und zwar in der Regel nur den ersten bis vierten, erhalten sind. Diese bilden dann charakteristische Halbkreise kugelförmiger Erhöhungen auf den Fährtenplatten. Der Ballen ist dabei nur selten mit abgeformt. Ebenso selten sind zusammen-

hängende Fährten gefunden worden, und wenn solche vorhanden sind, sind sie schwer zu konstruieren; häufiger sind einseitige Einzelfährtenpaare.

Somit ist es möglich, die beiden Fährten als ein und dieselbe Fährtenart, Klumpzehfährte: *Ichnium sphaerodactylum*, anzusprechen[1]).

Außer diesen beiden besprochenen Fährten, die bei Tambach an zwei Fundorten, auf dem Bromacker an der Seeberger Fahrt und im Spittergrund auf der Birkheide, auf zahlreichen, nahezu hundert, Fährtenplatten und Fährtenhandstücken gefunden worden sind und bei Kabarz auf dem Hübel vorkommen, gehört vor allem von den übrigen Fährten des Rotliegenden Deutschlands die Fährte von *Ichniotherium Cottae* POHLIG[2]) von Friedrichroda zu *Ichnium sphaerodactylum*.

Die *Ichniotherium*-Fährte ist eine Klumpzehfährte! Ihre Einzelfährten besitzen einen massig entwickelten, breiten Ballen und fünf kurze Zehen mit klumpigen, kugelförmigen Endigungen. Die vierte Zehe ist die längste, die erste die kürzeste; die fünfte Zehe ist schwach abgebogen, die erste bis vierte Zehe sind enger verwachsen und einwärts gekrümmt; die Längen der Einzelfährten sind gleich oder kleiner als ihre Spannweiten. Als besonders charakteristisch für die *Ichniotherium*-Fährte ist hervorzuheben, daß auch bei ihr die Einzelfährten fast immer nur als Zehenkuppen der ersten bis dritten, seltener ersten bis vierten Zehe erhalten sind, und die fünfte Zehe nur sehr selten und dann nur ganz schwach und ebenfalls fast nur in ihren Zehenkuppen zum Abdruck gekommen ist. Der Ballen ist häufiger vorhanden; zusammenhängende Fährten aber sind äußerst selten. In ihnen ist der Gang ausgesprochen alternierend mit teilweiser Deckung der Hinter- und Vorderfußeinzelfährten.

Weiter gehört zu *Ichnium sphaerodactylum* eine in einem Steinbruch in der Sembach bei Winterstein in Thüringen gefundene Fährte, auf welche Herr SCHEIBE-Berlin im Sommer 1906 aufmerksam machte.

Endlich sind zu dieser Fährtenart Fährten des schlesisch-böhmischen und mährischen Rotliegenden zu zählen, da ein Fährtenvorkommnis von Albendorf auf zwei Handstücken der Breslauer Sammlung, ein Fährtenvorkommnis von Rossitz, das auf vier Handstücken der Wiener Sammlung vorkommt, und

[1]) Merkmale in knapper Fassung: Diese Zeitschrift 1900, S. 55, 4.

[2]) POHLIG: Altpermische Saurierfährten usw., 1892, in Festschrift zum 70. Geburtstag R. LEUCKARTS, S. 59, und Nat. Woch. 1897, Nr. 27; Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 27—31.

Saurichnites Rittlerianus FRITSCH von Lomnitz als *Ichnium sphaerodactylum* anzusprechen sind.

Somit würden zu *Ichnium sphaerodactylum* gehören:

1. *Ichn. sphaerod. tambacense.* Tambach, Bromacker, Birkheide.
2. *I. sph. kabarzense.* Kabarz, Hübel.
3. *I. sph. friedrichrodanum.* Friedrichroda, Gottlob.
   = *Ichniotherium Cottae* POHLIG.
4. *I. sph. sembacense.* Winterstein, Sembach.
5. *I. sph. albendorfense.* Albendorf.
6. *I. sph. rossitzense.* Rossitz.
7. *I. sph. lomnitzense.* Lomnitz.
   = *Saurichnites Rittlerianus* FRITSCH.

2. *Ichnium pachydactylum, friedrichrodanum* und *albendorfense.*

Die Plumpzehfährte von Friedrichroda in Thüringen und Albendorf in der Grafschaft Glatz.

Diese Zeitschrift 1905, S. 2. Nat. Woch. 1900, Nr. 11. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 32–34.

Für die als Plumpzehfährte, *Ichnium pachydactylum*, angesprochene Fährtenart ist das Vorkommen von Friedrichroda typisch.

Die Einzelfährten besitzen einen breiten Ballen und fünf auffallend kurze, gedrungene, vielfach etwas nach einwärts gebogene Zehen, deren Endigungen rund und mäßig klumpig verdickt sind. Besonders charakteristisch ist, daß die Zehenenden tiefer eingedrückt sind, als die Zehen und der Ballen, woher es kommt, daß vornehmlich der letztere nicht immer mit zum Abdruck gekommen ist oder nur eine schwache Spur hinterlassen hat. Von den Zehen ist die vierte die längste. Die erste bis vierte Zehe sind enger verbunden, die fünfte Zehe ist abgebogen; die Spannweiten der Einzelfährten sind nur um weniges größer als ihre Längen, die Vorderfußeinzelfährten kleiner als die Hinterfußeinzelfährten. Im übrigen sind beide nahezu gleich gebaut, der Gang ist ausgesprochen alternierend mit unmittelbarer Berührung von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährten. Somit ähnelt die Plumpzehfährte allerdings der Klumpzehfährte, ist aber doch von ihr durch den anderen Bau der Zehenenden, die bei *Ichnium sphaerodactylum* ausgesprochen kugelförmig, bei *Ichnium pachydactylum* nur

mäßig verdickt sind, und den beinahe gleichen Bau von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährte verschieden. Die Plumpzehfährte muß daher als besondere Fährtenart angesprochen werden[1]).

Zu *Ichnium pachydactylum* zu rechnen ist aber weiterhin die von GEINITZ als *Saurichnites Leisnerianus*[2]) beschriebene Fährte von (Rathen) Albendorf[3]), deren Einzelfährten kurze gedrungene, rund endigende Zehen ohne Nagel besitzen, und eine auf sechs Handstücken von Rossitz vorkommende Fährte[4]). Endlich dürfte hierher auch ein Fährtenvorkommnis von Lomnitz zu zählen sein, das FRITSCH als *Saurichnites intermedius* beschrieben hat[5]), von dem aber nur ein Gipsmodell für die vorliegenden Fährtenstudien zur Verfügung stand.

Die Fährtenart *Ichnium pachydactylum* würde somit vertreten sein durch:

1. *Ichn. pachyd. friedrichrodanum.* Friedrichroda, Kesselgraben.
2. *I. p. albendorfense.* Albendorf.
   z. T. = *Saurichnites Leisnerianus* GEINITZ.
3. *I. p. rossitzense.* Rossitz.
4. *I. p. lomnitzense.* Lomnitz.
   = *Saurichnites intermedius* FRITSCH.

3. *Ichnium acrodactylum, tambacense.*

Die Spitzzehfährte von Tambach in Thüringen.

Diese Zeitschrift 1895, S. 570ff.; 1896, S. 638ff.; 1897, S. 701. Nat. Wochenschr. 1896, Nr. 48. Festschrift, ALBERT v. BAMBERG gewidmet, S. 131. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 16–22.

Zusammen mit *Ichnium sphaerodactylum* ist *Ichnium acrodactylum* die ausgeprägteste und zugleich eigenartigste Fährte des Rotliegenden Deutschlands. Die Einzelfährten besitzen einen langen Ballen, der scharf in Mittelfuß und Fußwurzel mit einer deutlich entwickelten abgesetzten Ferse gegliedert ist. Die fünf Zehen sind lang gestreckt, kegelartig sich verjüngend, ein wenig nach außen gebogen und endigen in einen

[1]) Merkmale: Diese Zeitschrift 1900, S. 54, 1.
[2]) N. Jahrb. Min. 1863, S. 389. Diese Zeitschr. 1905, S. 4.
[3]) Diese Zeitschrift 1905, S. 367 Anm.
[4]) a. a. O. 1905, S. 5.
[5]) a. a. O.

Nagel oder eine Kralle. Sie sind deutlich gegliedert, und ihre Einrenkung an die Mittelfußknochen ist besonders ausgeprägt. Die fünfte Zehe ist abgespreizt, die erste bis vierte Zehe sind enger verwachsen, die vierte Zehe ist die längste. Außerdem übertreffen die Längen der Einzelfährten ihre Spannweiten um zwei bis drei Zentimenter.

In der zusammenhängenden Fährte ist der Gang nicht alternierend; die mit größeren abwechselnden kleineren Einzelfährten werden als Vorderfußeinzelfährten angesprochen, weil die bisher als solche betrachteten gleichfalls kleiner waren. Alsdann liegen, obwohl der Gang nicht alternierend im systematischen Sinne ist, dennoch die rechten Vorderfußeinzelfährten mit den linken Hinterfußeinzelfährten auf gleicher Höhe[1]).

Ganz besonders beachtenswert und interessant ist der verschiedene Erhaltungszustand der nur als Reliefs bekannt gewordenen Einzelfährten von *Ichnium acrodactylum*. Sämtliche Einzelfährten lassen den Abdruck eines Nagels oder einer Kralle mehr oder weniger deutlich erkennen, sind aber sonst häufig in eigentümlicher Art nur unvollständig erhalten. So sind öfter die Zehen nur teilweise oder gar nicht mit abgeformt, sondern im letzteren Falle nur die Ballen der Einzelfährten mit den Ansatzstellen der Zehen an den Mittelfußknochen und weit vor diesen die Krallen. Ja, einzelne Einzelfährtenreliefs bestehen nur aus ihren Krallenspuren. Es bedurfte längeren systematischen Sammelns und eines eingehenden Studiums zahlreicher Spitzzehfährtenplatten, bis alle Übergänge der Erhaltungszustände der Spitzzeheinzelfährtenreliefs von dem vollständig ausgeprägten Einzelfährtenrelief bis zu den Nagelreliefs gefunden wurden und gedeutet werden konnten. Das Herzogliche Museum in Gotha besitzt heute eine selten lückenlose Reihe von Spitzzehfährtenplatten und Spitzzehfährtenhandstücken mit sämtlichen Erhaltungszuständen der Spitzzeheinzelfährten.

Ichnium acrodactylum ist nur von Tambach, Fundort Bromacker, bekannt.

---

[1]) Merkmale: Diese Zeitschrift 1900, S. 55, 6.

4. *Ichnium gampsodactylum, friedrichrodanum* und *albendorfense*.

Krummzehfährte von Friedrichroda und Albendorf.

Diese Zeitschrift 1905, S. 363 ff. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 35, 36, 49, 50.

Mit der Klumpzehfährte, *Ichnium sphaerodactylum*, und Spitzzehfährte, *Ichnium acrodactylum*, gehört die Krummzehfährte, *Ichnium gampsodactylum*, zu den ausgeprägtesten Tierfährtenarten des Rotliegenden Deutschlands.

Bestimmend für sie ist ein mehr oder weniger starkes Einwärtsgebogensein der langen, schlanken, bekrallten Zehen, und daß die Vorderfußeinzelfährten stets weniger zehig erhalten sind als die Hinterfußeinzelfährten. Als weitere ausgesprochene Merkmale kommen hinzu: ein stetes Fehlen eines Ballenabdruckes bei den Vorderfußeinzelfährten, ein wechselndes Vorhandensein bei den Hinterfußeinzelfährten und das Abgespreiztsein der fünften Zehen bei den Hinterfußeinzelfährten. Charakteristisch ist ferner für sie der wechselnde Erhaltungszustand der Einzelfährtenreliefs, wie Eindrücke auf den verschiedenen, sogar denselben Handstücken. Endlich sind zusammenhängende Fährten äußerst selten und meist nur einseitige Einzelfährtenpaare ausgebildet, die sich schwer oder gar nicht zu zusammenhängenden Fährten vereinigen lassen. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit Berührung oder so vollständiger Deckung von Vorder- und Hinterfußeinzelfährten, daß die Zehen der Hinterfußeinzelfährten zwischen die Zehen der Vorderfußeinzelfährten zu liegen kommen und einer Einzelfährte anzugehören scheinen.

Wegen der wechselnden Ausbildung der Krummzehfährten auf den Handstücken mußten ihre genaueren Merkmale nach verschiedenen Vorkommen bestimmt werden. Danach sind die Krummzeheinzelfährten fünfzehig. Ihre fünfte Zehe ist weit abgespreizt, z. T. beinahe nach rückwärts gebogen; die ersten vier Zehen sind auffallend nach einwärts gekrümmt und besitzen, gleich der fünften, einen Nagel. Die vierte Zehe ist die längste, und der Ballen ist nur schwach oder gar nicht zum Abdruck gekommen. Er ist sehr wenig entwickelt und im Verhältnis zu den langen Zehen klein. Die Längen der Einzelfährten sind gleich oder meist kleiner als ihre Spannweiten. Die Vorderfußeinzelfährten sind stets weniger zehig als die Hinterfußeinzelfährten erhalten. Der Bau der erhaltenen Zehen aber entspricht so völlig dem der Zehen der Hinterfußeinzelfährten, daß sie gleich gezählt werden können. Danach

sind die Vorderfußeinzelfährten meist in ihren zweiten bis vierten, selten ersten bis vierten Zehen erhalten. Die fünfte Zehe fehlt stets. Die Zehen sind noch stärker nach einwärts gekrümmt als die der Hinterfußeinzelfährten und sind mit einem Nagel bewehrt. Ein Ballenabdruck ist niemals vorhanden. Beachtenswert ist noch die Erscheinung, daß die Zehen einzelner Krummzeheinzelfährten eine schwachklumpige Endigung besitzen. Da deutlich bekrallte Einzelfährten und in ihren Zehen klumpig endigende auf denselben Handstücken ja unter den Einzelfährten derselben zusammenhängenden Fährte vorkommen, so kann diese Erscheinung durch die Annahme erklärt werden, daß die Krummzehfährtentiere ihre Zehenenden beim Gehen tiefer eindrückten, und der Nagel möglicherweise wenig nach oben gebogen war, und nur selten der Vorder- wie Hinterfuß in allen seinen Teilen und Eigentümlichkeiten als Einzelfährte zum Abdruck kam[1]).

Die Krummzehfährte, *Ichnium gampsodactylum*, gehört zu den verbreitetsten Fährten des Rotliegenden Deutschlands.

Außer *Ichnium gampsodactylum, friedrichrodanum* und *albendorfense* ist vom Gottlob bei Friedrichroda eine Fährte auf den Fährtenplatten mit der *Ichniotherium*-Fährte bekannt geworden, die POHLIG a. a. O. als *Protritonichnites lacertoides* beschrieben hat. Sie ist gleichfalls eine typische Krummzehfährte; sie ist auf fast allen *Ichniotherium*platten des Herzoglichen Museums in Gotha vorhanden. Weiterhin kommt die typische Krummzehfährte in den Steinbrüchen des Hübel bei Kabarz vor, wo sie zu Anfang der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts Herr JOH. WALTHER-Halle zuerst nachgewiesen hat.

Vor allem gehören aber hierher die Fährten von Oberkalna bei Hohenelbe, die GEINITZ in seiner Dyas als *Saurichnites lacertoides* beschrieb[2]), und die in ihren Merkmalen so vollkommen mit der typischen Friedrichröder Krummzehfährte übereinstimmen[3]), daß ein Zweifel an ihrer Zugehörigkeit ganz ausgeschlossen ist.

Ebenso ist *Ichnium gampsodactylum* bei Rossitz festgestellt worden[4]). Auch bei Lomnitz endlich scheint *Ichnium gampsodactylum* vorzukommen[5]), so daß zu der Krummzehfährte *Ichnium gampsodactylum* folgende Vorkommen zu zählen sind:

---

[1]) Merkmale: Diese Zeitschrift 1905, S. 363.
[2]) GEINITZ: Dyas, 1861, S. 4 ff.
[3]) Nova acta, Bd. 89, Nr. 2.
[4]) Diese Zeitschr. 1905, S. 367.
[5]) a. a. O., S. 366. — Siehe überhaupt Nova acta, Bd. 89, Nr. 2.

1. *Ichn. gampsod. friedrichrodanum.* Friedrichroda, Gottlob und Kesselgraben; z. T. = *Protritonichnites lacertoides* POHLIG. Gottlob.
2. *I. g. albendorfense.* Albendorf; z. T. als *Saurichnites lacertoides* GEINITZ von GÖPPERT bestimmt.
3. *I. g. kabarzense.* Kabarz.
4. *I. g. kalnanum* von Oberkalna bei Hohenelbe.
   = *Saurichnites lacertoides* GEINITZ.
5. *I. g. rossitzense.* Rossitz.
6. *I. g. lomnitzense.* Lomnitz.
   = *Saurichnites calcar.* FRITSCH.

Ebenfalls noch durch ihre Merkmale als Fährtenarten charakterisiert sind folgende, allerdings auf nur je einem oder wenigen Handstücken vorkommende Fährten, deren Charakterisierung als Fährtenarten darum weniger gewichtig ist als bei den bisher besprochenen, die sämtlich auf einer großen Anzahl von Fährtenfundstücken beobachtet werden konnten.

5. *Ichnium brachydactylum, tambacense.*

Kurzzehfährte von Tambach.

Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 14, 15.

Die Kurzzehfährte von Tambach, *Ichnium brachydactylum, tambacense,* besitzt fünfzehige Hinterfußeinzelfährten mit einem wenig ausgebildeten, immerhin kräftig entwickelten Ballen, Die Zehen sind kurz und gedrungen, keulig anschwellend, endigen aber spitz und unterscheiden sich dadurch von der Klump- und Plumpzehfährte. Die vierte Zehe ist die längste, die fünfte etwas von den vier ersten getrennt. Die Spannweiten sind bei den Hinterfußeinzelfährten um weniges kleiner als ihre Längen. Die kleineren Vorderfußeinzelfährten sind nur in ihren Zehen und stets weniger zehig erhalten, als die Hinterfußeinzelfährten, waren aber wohl auch fünfzehig. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit unmittelbarer Berührung von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährten[1]).

Wenn vornehmlich die Ausbildung der Zehen als artbestimmend angesehen wird, dann gehört zu *Ichnium brachydactylum* die als *Saurichnites Kablikae* von GEINITZ beschriebene Fährte[2]), deren Einzelfährten einen sehr massig

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 54, 2.
[2]) Nachträge zur Dyas II, S. 9, und diese Zeitschr. 1905, S. 9.

entwickelten Ballen und sehr kurze, spitzendigende Zehen besitzen, deren Bewehrung durch einen Nagel oder eine Kralle nicht ausgeschlossen erscheint.

Weiter kann als hierher gehörig angesehen werden die früher bereits als *Ichnium brachydactylum* beschriebene Fährte von Kabarz[1]). Denn ihre Einzelfährten sind durch einen verhältnismäßig stark entwickelten Ballen und kurze, keulig anschwellende, sich aber wieder verjüngende Zehen charakterisiert.

Wenn somit die drei Fährten von Tambach, Oberkalna und Kabarz als zu einer Fährtenart, *Ichnium brachydactylum*, gehörig angesprochen werden, so muß darauf hingewiesen werden, daß 1. die Tambacher Fährte, welche überhaupt nur auf drei Handstücken vorkommt, eine der wenigst ausgeprägten und durch ihre Merkmale sicher bestimmten Fährtenarten ist, und 2. die beiden andern hierher gestellten Fährten ebenso unsicher in ihren Merkmalen sind und außerdem zur Tambacher Fährte nur in dem losen Zusammenhang einer nach ihren Merkmalen bestimmten Fährtenart stehen. Wenn von den anderen zu einer Fährtenart gezählten Fährten immerhin angenommen werden kann, daß sie von denselben Tierarten hinterlassen wurden, so ist dies bei den vorliegenden Fährtenarten wohl sicher ausgeschlossen. Es läßt sich nicht leugnen, daß in der Abgrenzung der Kurzzehfährte, *Ichnium brachydactylum*, als Fährtenart und der Zuteilung gewisser Fährtenarten zu ihr eine Schwierigkeit liegt, die vielleicht den gemachten Versuch einer Abgrenzung von Fährtenarten überhaupt als gewagt erscheinen läßt. Da es aber der einzige Fall ist, der Schwierigkeiten bereitet, und die anderen als Fährtenarten abgegrenzten Fährten fast sämtlich durch ihre Merkmale als solche bestimmbar sind, so ist der Versuch doch gemacht worden.

Schließlich können zu *Ichnium brachydactylum* noch zwei zweifelhafte Fährten von Oberkalna gerechnet werden, die FRITSCH als *Saurichnites kablikae* GEINITZ und *Saurichnites caudifer* a. a. O. beschrieb[2]).

Zu *Ichnium brachydactylum* würden somit gehören:

1. *Ichn. brachyd. tambacense.* Tambach.
2. *I. b. kalnanum.* Oberkalna bei Hohenelbe.
   = *Saurichnites klablikae* GEINITZ.
   = *Saurichnites kablikae* G. u.
   Saurichnites caudifer FRITSCH.
3. *I. b. kabarzense.* Kabarz.

[1]) Nat. Woch. 1900, Nr. 11 und Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 40.
[2]) Diese Zeitschr. 1905, S. 9.

6. *Ichnium rhopalodactylum, rossitzense.*

Keulzehfährte von Rossitz.

Diese Zeitschr. 1905, S. 12 ff. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 54.

Die auf einem von Rossitz stammenden Handstück der Wiener Sammlung vorkommende Keulzehfährte, *Ichnium rhopalodactylum*, besitzt Einzelfährten mit wenig entwickeltem Ballen, der wegen der vollkommenen Deckung von Hinterfuß- und Vorderfußeinzelfährten in den einseitigen Einzelfährtenpaaren nur bei den Hinterfußeinzelfährten zum Abdruck gekommen ist. Die Einzelfährten sind nur vierzehig. Die Zehen sind verhältnismäßig kurz, keulig anschwellend und rundkeulig endigend, ohne Bewehrung durch einen Nagel. Die dritte Zehe ist die längste und die Längen der Einzelfährten selbst gleich ihren Spannweiten, etwa nur 12—13 mm messend. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit völliger Deckung der Hinter- und Vorderfußeinzelfährten[1]).

Außer diesem Rossitzer Vorkommen gehört die von Geinitz[2]) als *Saurichnites salamandroides* beschriebene Fährte, die namentlich auf zwei Handstücken der Dresdener Sammlung typisch ausgeprägt ist, zu *Ichnium rhopalodactylum*[3]). Die Fährte besitzt Einzelfährten mit wenig entwickelten, breiten Ballen und vier keulig anschwellende, rund endigende Zehen ohne Bewehrung durch einen Nagel.

Hierher wären dann noch vielleicht zu zählen die von Fritsch a. a. O. als *Saurichnites salamandroides* G. beschriebenen Fährten von Oberkalna[4]).

Es ergäben sich somit für *Ichnium rhopalodactylum* folgende Vorkommen:

1. *Ichn. rhopalod. rossitzense.* Rossitz.
2. *I. r. kalnanum.* Oberkalna bei Hohenelbe.
   = *Saurichnites salamandroides* Geinitz.
   = *Saurichnites salamandroides* G. Fritsch.

---

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 55, 5.
[2]) Geinitz: Dyas, S. 4.
[3]) Diese Zeitschr. 1905, S. 10 ff.
[4]) a. a. O.

7. *Ichnium anakolodactylum, kabarzense*[1]).

Gekürztzehfährte von Kabarz.

Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 41.

Die Gekürztzehfährte von Kabarz, *Ichnium anakolodactylum, kabarzense*, ist eine der eigenartigsten Fährtenarten des Rotliegenden Deutschlands, die bekannt geworden sind. Sie weicht im Bau der Einzelfährten, wie in ihrer zusammenhängenden Fährte von allen anderen Fährten ab. Ihre Einzelfährten, die ganz gleich gebaut sind und keine Unterscheidung von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährten gestatten, sind nur vierzehig und nur 7 mm lang. Die Längen sind gleich den Spannweiten. Die sehr kleinen Zehen sind kurz, gedrungen und besitzen keulförmig verdickte, etwas nach einwärts gebogene Endigungen. Die dritte Zehe ist die längste. Ein Ballen ist bei allen Einzelfährten zum Abdruck gekommen, er ist im Verhältnis zu den kurzen Zehen immerhin kräftig entwickelt[2]).

Die Fährte ist nur auf zwei Kabarzer Handstücken beobachtet worden.

8. *Ichnium dolichodactylum*[3]), *tambacense.*

Die Langzehfährte von Tambach.

Diese Zeitschr. 1897, S. 709 und a. a. O. 1900, S. 61 Anmerkung.
Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 26.

Die Langzehfährte von Tambach, *Ichnium dolichodactylum, tambacense*, ist nur auf einer kleineren Fährtenplatte vom Bromacker bei Tambach vorgekommen. Die Einzelfährten besitzen einen wenig entwickelten Ballen und fünf langgestreckte Zehen, die keulig anschwellen, aber spitz endigen. Das Vorhandensein eines Nagels ist fraglich, aber auch nicht ausgeschlossen. Die vier ersten Zehen sind enger verwachsen, die fünfte Zehe ist etwas abgebogen. Die Zehen sind in den meisten Einzelfährten gerade, gestreckt, bei einigen schwach einwärts gebogen, doch scheint das Erstere das Typische zu sein. Die Längen der Einzelfährten sind kleiner als ihre

---

[1]) Als *Ichnium tetradactylum* beschrieben: Nat. Woch. 1897, Nr. 8.
[2]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 55, 3.
[3]) Als *Ichnium microdactylum* beschrieben: Diese Zeitschr. 1897, S. 709.

Spannweiten und die Vorderfußeinzelfährten kleiner als die Hinterfußeinzelfährten. Der Gang in der zusammenhängenden Fährte ist ausgesprochen alternierend mit Berühren von Vorderfuß- und Hinterfußeinzelfährten, das sich bis zu teilweiser Deckung in einzelnen einseitigen Einzelfährtenpaaren steigern kann[1]).

Zu *Ichnium dolichodactylum* können noch zwei Fährten von Friedrichroda und Kabarz gerechnet werden, die aber nur auf je einem kleinen Handstück vorgekommen und höchst unsicher zu bestimmen sind, weshalb sie hier nur kurz erwähnt werden mögen.

Außer diesen acht ausgesprochenen Fährtenarten, die somit als typische bezeichnet werden können, kommen im Rotliegenden Deutschlands weitere Fährtenarten vor, die zu diesen typischen Fährtenarten in einem entschiedenen Zusammenhang stehen, der sich schon in dem Vorkommen am gleichen Fundort ausspricht, ohne aber völlig mit ihnen übereinzustimmen. Diese Fährten werden als Unterarten jener bezeichnet und benannt. Diese Fährten sind aller Wahrscheinlichkeit nach von denselben oder nahe verwandten Tierarten wie die typischen Fährtenarten hinterlassen worden.

Es sind dies folgende unter Nr. 9 bis 11 verzeichnete Fährtenarten.

9. *Ichnium sphaerodactylum, tambacense,* subspecies *minor.*

Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 13.

Neben der typischen Klumpzehfährte kommt bei Tambach noch eine Klumpzehfährte vor, deren Einzelfährten, bei sonst ganz ähnlichem Bau mit den Einzelfährten vom *Ichn. sphaerod.*-Typus, durchschnittlich kleiner und deren Zehen länger gestreckt sind. Sie kann daher als Klumpzehfährte mit „kleinen" Einzelfährten von jener unterschieden werden[2]).

Sie ließe sich mit *Ichnium sphaerodactylum* zu der systematischen Gruppe der „Klumpzehfährten" *Sphaerodactylichnia* vereinigen[3]).

Außer bei Tambach ist sie auch bei Kabarz gefunden worden.

---

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 56, 8.
[2]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 58, 4 *a*.
[3]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 53, 4.

10. *Ichnium acrodactylum, tambacense,* subspecies *curvata, dispar* und *alternans.*

Nat. Woch. 1898, Nr. 29. Festschrift, A. v. BAMBERG gewidmet, S. 131. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 22 - 25.

Mit der typischen Spitzzehfährte kommen bei Tambach noch andere Spitzzehfährten vor, die in ihren Merkmalen von ihr immerhin so weit abweichen, daß sie als Unterarten von ihr angesehen werden müssen.

Es ist dies zuerst eine Spitzzehfährte, welche eine sehr starke Krümmung der Zehen nach außen besitzt, eine zweite, die durch einen auffallenden Größenunterschied der Einzelfährten von der typischen Spitzzehfährte unterschieden ist, und endlich eine dritte, deren Zehen ohne Krümmung nach auswärts und unter sich paralleler gerichtet sind. Weiterhin sind bei ihr die Zehenendigungen anders gebaut, indem die Zehen schwach keulig anschwellen und dann unvermittelt in den Nagel übergehen; ebenso ist die fünfte Zehe weniger abgespreizt. Der Ballen ist meist gar nicht oder nur äußerst schwach im Einzelfährtenrelief zum Abdruck gekommen. Was aber diese Fährte vor allem von der typischen Spitzzehfährte unterscheidet, ist der ausgesprochen alternierende Gang in der zusammenhängenden Fährte.

Die unterscheidenden Merkmale der Abarten der typischen Spitzzehfährte würden dementsprechend sein: die gekrümmten Zehen, die verschieden großen Einzelfährten und der alternierende Gang[1]).

Sie lassen sich mit der typischen Spitzzehfährte zu der systematischen Gruppe der *Acrodactylichnia* vereinigen[2]).

Wie die typische Spitzzehfährte, so sind auch ihre Unterarten nur von Tambach bekannt geworden.

Ein besonderes Interesse beanspruchen aber die Spitzzehfährten, weil auf mancher ihrer Platten eine Gleitspur eines Schwanzes der Spitzzehfährtentiere und Abdrücke ihres Bauchpanzers vorkommen.

Diese bestehen in gekörnten Abdrücken, deren Körnelung reihenförmig angeordnet ist. Leider sind die Abdrücke so undeutlich erhalten, daß über die Natur der sie hinterlassen habenden Schuppen des Bauchpanzers, ihre Anordnung und Verbreitung über den Körper der Fährtentiere nichts gesagt.

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 58, 6 *α, β, γ.*
[2]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 53, 6.

ja nicht einmal vermutet werden kann. Nur die reihenförmige Anordnung der Körnelung der Abdrücke läßt sich beobachten und damit die Anordnung der Schuppen in Fluren annehmen, wie sie CREDNER in seiner Abhandlung über *Branchiosaurus amblystomus*[1]) angibt. Auf einer Fährtenplatte sind sie so angeordnet, daß sie der Abdruck des Zusammentreffens der von CREDNER in der erwähnten Figur abgebildeten Brust- und Bauchfluren sein können.

11. *Ichnium gampsodactylum, kabarzense* und *albendorfense,* subspecies *minor* und *albendorfense,* subspecies *gracilis.*

Diese Zeitschr. 1905, S. 369 u. 371. Nova Acta, Bd. 89, Nr. 2, 42, 51 u. 52.

Ichnium gampsodactylum, subspecies *minor*. Die Krummzehfährte mit „kleinen Einzelfährten" von Kabarz und Albendorf unterscheidet sich in ihren Merkmalen von der typischen wesentlich nur durch ihre kleineren, schwächer entwickelten Einzelfährten. Besonders beachtenswert ist, daß auf dem Kabarzer Handstück auch die Vorderfußeinzelfährten eine abgespreizte fünfte Zehe besitzen[2]).

Ichnium gampsodactylum, *albendorfense*, subspecies *gracilis*. Bei der Krummzehfährte von Albendorf mit „schlanken Zehen" sind die Zehen der Einzelfährten schlank und im Verhältnis zum nur selten und nur bei den Hinterfußeinzelfährten zum Abdruck gekommenen Ballen lang und meist stark nach einwärts gebogen. Sie endigen sämtlich spitz und besitzen einen Nagel. Die Hinterfußeinzelfährten sind meist fünfzehig, jedoch auch vierzehig erhalten, mit abgespreizter fünfter Zehe, die Vorderfußeinzelfährten stets weniger zehig und in ihren zweiten, dritten und vierten Zehen erhalten, soweit der gleiche Bau eine Zählung der Zehen zuläßt. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit so vollkommener Deckung von Hinterfuß- und Vorderfußeinzelfährten, daß dadurch wohl der unfertige Erhaltungszustand dieser erklärt wird. Somit teilt auch diese Fährte die artbestimmenden Merkmale mit der typischen Krummzehfährte, ist aber immerhin durch die schlankere Ausbildung ihrer Zehen so verschieden von ihr, daß sie als eine Unterart angesehen werden muß[3]).

[1]) Diese Zeitschr. 1886, S. 628, 629, Fig. 13.
[2]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 59, 9*α*.
[3]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 59 9*β*.

Ichnium gampsodactylum, subspecies *gracilis* ist nur von Albendorf bekannt geworden.

Zu *Ichnium gampsodactylum*, subspecies *minor* gehört vor allem noch die Fährte zweier Dresdener Handstücke[1]), die GEINITZ in seiner Dyas gleichfalls als *Saurichnites lacertoides* beschrieb[2]), sowie eine auf fünf Handstücken von Rossitz vorkommende Krummzehfährte, die wegen der schwächeren Entwicklung ihrer Einzelfährten ebenfalls zu *Ichnium gampsodactylum*, subspecies *minor* zu rechnen ist. Auf vier Handstücken ist die Fährte sehr charakteristisch entwickelt und zeigt vorzüglich die artbestimmenden Merkmale. Namentlich enden auch hier auf einigen Handstücken die Zehen teilweise spitz, teilweise klumpig.

Endlich beschrieb FRITSCH a. a. O. eine Fährte von Kalna als *Saurichnites incurvatus*, die als *Ichnium gampsodactylum*, subspecies *minor* anzusprechen sein dürfte, und dasselbe gilt von zwei weiteren Fährten: *Saurichnites comaeformis* und *cerlatus* FRITSCH von Lomnitz[3]).

Endlich kommen im Rotliegenden Deutschlands noch drei Fährtenarten vor, von denen eine eine Krummzehfährte ist, die beiden anderen nach ihren Merkmalen als Plumpzehfährten angesprochen werden können, die aber von den typischen Fährtenarten immerhin so verschieden sind, daß weder ihre unmittelbare Zuteilung zu ihnen, noch ihre Auffassung als ihre Unterarten gerechtfertigt erscheint. Diese Fährten sind bezeichnet worden durch ein der lateinischen Sprache entnommenes, der Artbenennung beigefügtes Adjektivum, womit angedeutet werden soll, daß sie die Merkmale der betreffenden Fährten besitzen, von ihnen aber durch besondere Merkmale immerhin unterschieden sind und nicht wie die Unterarten mit ihnen im Zusammenhang stehen. Von diesen Fährten ist mit Bestimmtheit anzunehmen, daß sie von anderen Tierarten als die typischen Fährten und ihre Unterarten hinterlassen wurden. Sie als selbständige Fährtenarten aber aufzustellen, war nicht möglich, da sie mit jenen die sie bestimmenden Merkmale teilen.

Es sind dies:

[1]) Diese Zeitschr. 1905, S. 367.
[2]) GEINITZ: Dyas, 1861, S. 4 ff.
[3]) Diese Zeitschr. 1905, S. 368.

12. ***Ichnium, pachydactylum minus* und *ungulatum, albendorfense* und *rossitzense* und**

13. ***Ichnium gampsodactylum, tenue, friedrichrodanum.***

Diese Zeitschr. 1905, S. 7 ff. Nova Acta, Bd. **89**, Nr. 2, 37, 46, 48 u. 58.

Ichnium pachydactylum, minus. Die nur wenige Zentimeter messenden Einzelfährten von *Ichnium pachydactylum, minus* besitzen einen breiten Ballen, der nur schwache Abdrücke hinterlassen hat, und fünf Zehen. Die Zehen sind kurz und gedrungen. Die rundlich verdickten Enden sind etwas nach einwärts, vor allem aber deutlich nach unten gebogen und bilden infolge des gegenseitigen Längenverhältnisses der Zehen charakteristische Halbkreise auf den Handstücken. Der Gang ist ausgesprochen alternierend mit unmittelbarer Berührung und teilweiser Deckung der Vorder- und Hinterfußeinzelfährten[1]).

Ichnium pachydactylum, ungulatum. Die Plumpzehfährte „mit Krallen" nimmt wegen ihrer Merkmale ein besonderes Interesse in Anspruch. Sie ist dadurch ausgezeichnet, daß ungefähr 1,5 cm vor den auffallend breiten und gedrungenen Zehen fast 2 cm lange Krallenspuren vorhanden sind. Nach dem Wenigen, was von der Fährte, die nur auf zwei Handstücken vorkommt, bekannt geworden ist, ist sie somit eine Plumpzehfährte, ausgezeichnet durch den Besitz von Krallen[2]).

Die beiden beschriebenen Plumpzehfährten können mit der weiter oben charakterisierten typischen Plumpzehfährte zur systematischen Gruppe der *Pachydactylichnia* „Plumpzehfährten" vereinigt werden[3]).

Zu *Ichnium pachydactylum, ungulatum* gehört die ebenfalls als *Saurichnites Leisnerianus* von GEINITZ[4]) beschriebene Fährte und eine Fährte von Rossitz. Auf dem im Besitz des Herzoglichen Museums in Gotha vorhandenen Handstück befinden sich fünf deutliche Reliefs der Krallen von *Ichnium pachydactylum, ungulatum*[5]).

Zu *Ichnium pachydactylum*-Typus würden also folgende Abarten gehören:

---

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1905, S. 8.
[2]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 57, 1a.
[3]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 53, 1.
[4]) N. Jahrb. Min. 1863, S. 389, u. Diese Zeitschr. 1905, S. 6.
[5]) Diese Zeitschr. 1905, S. 7.

1. *Ichnium pachydactylum*, *minus*, und zwar:
   1. *Ichn. pachyd. minus*, *albendorfense* von Albendorf.
   2. *I. p. minus*, *rossitzense* von Rossitz

und

2. *Ichnium pachydactylum*, *ungulatum* mit
   3. *Ichn. pachyd. ungulatum*, *albendorfense*! von Albendorf; z. T. = *Saurichnites Leisnerianus* GEINITZ.
   4. *I. p. ungulatum*, *rossitzense* von Rossitz.

Ichnium gampsodactylum, tenue, friedrichrodanum. Die Krummzehfährte „mit dünnen Zehen" von Friedrichroda endlich ist charakterisiert durch die auffallende Zartheit und Kleinheit der Einzelfährten, die nur 6 mm (Vorderfußeinzelfährten) und 11 mm (Hinterfußeinzelfährten) messen, die Dünne ihrer Zehen und das Fehlen jeden Ballenabdruckes. Die Vorderfußeinzelfährten sind vierzehig erhalten und besitzen sehr kleine, nur 1—3 mm messende äußerst dünne Zehen. Die ersten drei Zehen sind auffallend stark nach einwärts gebogen, die vierte Zehe ist ebenso deutlich nach auswärts gekrümmt. Die Hinterfußeinzelfährten sind meist fünfzehig. Die Zehen sind sehr dünn, spitzendigend, so daß das Vorhandensein eines Nagels wahrscheinlich ist, und stark nach einwärts gekrümmt. Charakteristisch ist die auffallende Längenzunahme der ersten bis vierten Zehe[1]).

Zu *Ichnium gampsodactylum*-Typus würden alsdann folgende Unter- und Abarten zu rechnen sein:

1. Subspecies *minor* mit
   1. *Ichn. gampsod. kabarzense*, subsp. *minor* von Kabarz.
   2. *Ich. g. albendorfense*, subsp. *minor* von Albendorf.
      = *Saurichnites divaricatus* GÖPPERT.
   3. *Ich. g. kalnanum*, subsp. *minor*. Oberkalna bei Hohenelbe.
      = *Saurichnites lacertoides* GEINITZ. z. T.
      = *Saurichnites incurvatus* FRITSCH.
      = *Saurichnites comaeformis* FRITSCH.
   4. *Ich. g. rossitzense*, subsp. *minor* von Rossitz.
   5. *Ich. g. lomnitzense*, subsp. *minor* von Lomnitz.
      = *Saurichnites cerlatus* FRITSCH.

[1]) Merkmale: Diese Zeitschr. 1900, S. 57, 9a.

2. Subspecies *gracilis* mit
   6. *Ich. g. albendorfense*, subsp. *gracilis* von Albendorf.
      = *Saurichnites gracilis* GÖPPERT.
3. *Ichnium gampsodactylum, tenue* mit
   7. *Ich. g. tenue, friedrichrodanum* von Friedrichroda.

Die früher endlich als „Gestrecktzehfährte", *Ichnium tanydactylum*, aufgeführte Fährtenart ist wegfällig geworden, da sie als Krummzehfährte, *Ichnium gampsodactylum*, nur mit ausnahmsweise sehr wenig einwärts gekrümmten, sondern mehr gestreckten Zehen erkannt worden ist.

Somit würden durch die im Vorhergehenden gegebene endgültige Abgrenzung und Charakterisierung der Fährtenarten des Rotliegenden Deutschlands ihre bisher aufgestellten Systeme[1]) eine Vereinfachung erfahren, die auch darin ihren Grund mit hat, daß die beiden Fundorte Albendorf und Rathen dieselben sind[2]).

Das endgültige System der Tierfährten im Rotliegenden Deutschlands würde demnach folgende Form annehmen, womit alle früher aufgestellten hinfällig werden:

I. Hauptgruppe: Fährten von kurzzehigem Typus, Kurzzehfährten:

Brachydactylichnia.

1. Typische Klumpzehfährte: *Ichnium sphaerodactylum*[3]).
   1 *α*) Klumpzehfährte mit kleinen Einzelfährten: *Ichn. sphaerod.* subsp. *minor.*

Vereinigt zur Untergruppe der Klumpzehfährten: *Sphaerodactylichnia.*

2. Typische Plumpzehfährte: *Ichnium pachydactylum.*
   2 a) Kleine Plumpzehfährte: *Ichn. pachyd. minus.*
   2 b) Plumpzehfährte mit Krallen: *Ichn. pachyd. ungulatum.*

Vereinigt zur Untergruppe der Plumpzehfährten: *Pachydactylichnia.*

3. Typische Kurzzehfährte: *Ichnium brachydactylum.*
4. Typische Keulzehfährte: *Ichnium rhopalodactylum.*
5. Typische Gekürztzehfährte: *Ichnium anakolodactylum.*

[1]) Diese Zeitschr. 1900, S. 59; 1905, S. 13 u. 373.
[2]) a. a. O. 1905, S. 376 Anmerkung.
[3]) Die zu den einzelnen Arten gehörigen Fährten siehe im Vorhergehenden unter Nr. 1—13.

II. Hauptgruppe: Fährten von langzehigem Typus, Langzehfährten:

Dolichodactylichnia.

6. Typische Spitzzehfährte: *Ichnium acrodactylum.*

6 α) Spitzzehfährte mit gekrümmten Zehen: *Ichn. acrod.* subsp. *curvata.*

6 β) Spitzzehfährte mit verschieden großen Einzelfährten: *Ichn. acrod.* subsp. *dispar.*

6 γ) Spitzzehfährte mit alternierendem Gang: *Ichn. acrod.* subsp. *alternans.*

Vereinigt zur Untergruppe der Spitzzehfährten: *Acrodactylichnia.*

7. Typische Krummzehfährte: *Ichnium gampsodactylum.*

7 α) Krummzehfährte mit kleinen Einzelfährten: *Ichn. gampsod.* subsp. *minor.*

7 β) Krummzehfährte mit schlanken Zehen: *Ichn. gampsod.* subsp. *gracilis.*

7 a) Krummzehfährte mit dünnen Zehen: *Ichn. gampsod. tenue.*

Vereinigt zur Untergruppe der Krummzehfährten: *Gampsodactylichnia.*

8. Typische Langzehfährte: *Ichnium dolichodactylum.*

Die Verteilung endlich der Fährtenarten auf die Fundorte ergibt die nachstehende Tabelle.

Manuskript eingegangen am 19. März 1908]

Fundorts-Übersicht der Tierfährten des Rotliegenden [illegible]

	Thüringer Rotliegendes					Schles.-böhm.-mähr. Rotliegendes				An wieviel Fundorten.
	Mittleres			Oberes						
	Friedrichroda		Kabarz	Tambach		Albendorf	Kalna	Lomnitz	Rossitz	
	Gottlob	Kesselg.	—	Broma.	Birk.[1])					
1. *Ichnium sphaerodactylum*	+		+	+	+	+		+	+	7
1α. Subspecies *minor*			+	+						2
2. *Ichnium pachydactylum*		+				+		+	+	4
2a. *Ichn. pachyd. minus*						+			+	2
2b. *Ichn. pachyd. ungulatum*						+			+	2
3. *Ichnium brachydactylum*			+	+			+			3
4. *Ichnium rhopalodactylum*							+		+	2
5. *Ichnium anakolodactylum*			+							1
6. *Ichnium acrodactylum*				+						1
6α. Subspecies *curvata*				+						1
6β. „ *dispar.*				+						1
6γ. „ *alternans*				+						1
7. *Ichnium gampsodactylum*	+	+	+			+	+	+	+	7
7α. Subspecies *minor*			+			+	+	+	+	5
7β. „ *gracilis*						+				1
7a. *Ichn. gampsod. tenue*		+								1
8. *Ichnium dolichodactylum*				+						1
Es kommen vor:	2	3	—	8	1	—	—	—	—	Arten
	4		6	8		7	4	4	7	
	13					9				
	17									

[1]) Der Fundort Birkheide liegt im mittleren Rotliegenden (Oberhöfer Stufe). — Während des Druckes von Herrn Scheibe-Berlin dem Verfasser freundlichst mitgeteilt.

8. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere.

Von Herrn E. Philippi in Jena.

(Mit einer Textfigur.)

Es ist eine bekannte Erscheinung, daß man an Gegenständen, mit denen man frühzeitig vertraut geworden ist und die man täglich vor Augen hat, häufig vorübergeht, ohne über ihr Wesen und ihre Entstehung tiefer nachzudenken. So scheint es auch uns Geologen mit der Schichtung zu gehen. Wir haben in den ersten Stunden des geologischen Unterrichts gelernt, daß die Schichtung ein bezeichnendes Merkmal der meisten Sedimentgesteine darstellt. Seitdem haben wir diesen Satz durch zahllose Beispiele in der Natur bestätigt gefunden und uns daran gewöhnt, die Schichtung der Sedimente als etwas Gegebenes, fast Selbstverständliches, anzusehen.

Eine einfache Überlegung zeigt, daß die Schichtung keineswegs etwas so Selbstverständliches ist. Die Schichtung beruht auf Unterbrechung oder Veränderung des Sedimentabsatzes; es müssen demnach einzelne von den Faktoren, welche die Sedimentierung bedingen, einem verhältnismäßig raschen Wechsel unterworfen worden sein. Solange die Sedimentablagerung unter gleichen Bedingungen stattfindet, tritt keine Schichtung ein.

Über die tieferen Ursachen, die der Schichtung zugrunde liegen können, geben unsere Lehrbücher meist wenig Aufschluß. Im allgemeinen begnügen sie sich damit, das Phänomen der Schichtung zu beschreiben. Sämtliche Erscheinungen, die sich an Schichten beobachten lassen, z. B. diskordante Parallelstruktur, Auskeilen, Skulpturen der Schichtoberflächen werden meist recht eingehend besprochen; auf die Ursachen der Schichtung wird entweder gar nicht eingegangen, oder es wird kurz darauf hingewiesen, daß sich im allgemeinen Schichten so bilden mögen wie etwa am Boden eines Binnensees, in den Flüsse je nach der Höhe ihres Wasserstandes bald gröberes, bald feineres Material hineintragen. Es liegt auf der Hand, daß eine solche Erklärung nicht erschöpfend sein kann. Sie ist anwendbar auf Sedimente, die sich entweder auf den Konti-

nenten selbst oder im Meere in unmittelbarer Nachbarschaft der Küste niedergeschlagen haben. Für küstenferne, marine Ablagerungen, die sich wahrscheinlich in einem sehr langsamen Tempo bildeten, ebenso wie für organogene Sedimente ist diese Erklärung nicht mehr ausreichend.

Am eingehendsten hat sich wohl bisher JOHANNES WALTHER[1]) mit dem Problem der Schichtung beschäftigt. Er tritt besonders der oft geäußerten Ansicht entgegen, daß jede Schichtfläche eine zeitweilige Unterbrechung des Sedimentabsatzes bedeutet, und kommt zu dem Schlusse: Schichtung entsteht durch eine Verschiedenheit des Gesteinsmaterials, durch einen Wandel der Facies oder, was dasselbe sagen will, durch einen unvermittelten Wechsel in den lithogenetischen Bedingungen[2]).

Damit ist nun wohl über das Wesen der Schichtung das letzte Wort gesprochen, über die Ursachen, die den Wandel der Facies hervorrufen, erfahren wir auch hier noch nichts.

Es liegt auf der Hand, daß wir die eigentlichen Grundursachen der Schichtung an fossilem Material nur sehr schwer feststellen können. Besonders für die Bildungsart mariner Ablagerungen sind sehr viele Faktoren maßgebend: Entfernung von der Küste, Beschaffenheit der umgebenden Landmassen, Sedimentführung der ins Meer mündenden Flüsse, Tiefe, Temperatur und Wasserzirkulation des Meeres, schließlich das Organismenleben und seine mannigfach wechselnden Bedingungen. Wir werden kaum jemals dahin gelangen können, die Bedingungen, unter denen sich die Gesteinsbildung in der Vorzeit vollzog, ganz richtig zu beurteilen; und deswegen werden wir auch nie mit völliger Sicherheit sagen können: durch die Veränderung dieses oder jenes Faktors, der für die Sedimentbildung maßgebend ist, hat sich die Facies verschoben, bildete sich eine neue Schicht von abweichender Beschaffenheit.

Leichter zu erklären wäre augenscheinlich die Schichtung, wenn wir sie in den Ablagerungen der heutigen Meere wahrnehmen könnten. Wir kennen einigermaßen die Bedingungen, unter denen sich heutigentags ein marines Sediment bildet, deswegen würden wir uns auch vielleicht ein Urteil darüber bilden können, welcher maßgebende Faktor sich geändert hat, wenn am rezenten Meeresgrunde Schichtung auftritt.

---

[1]) Einleitung in die Geologie, S. 620 ff.

[2]) Vgl. hier auch K. ANDRÉE: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation usw. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXV, S. 366.

I. Bisherige Angaben über Schichtung in marinen Grundproben.

Leider wußten wir bisher über die Schichtung moderner Meeresablagerungen herzlich wenig. Einige Fälle, die von JOH. WALTHER[1]) referiert werden, hat bereits die Challenger-Expedition beobachtet. Auf Station 286, zwischen Tahiti und Valparaiso, wurde eine 5 cm starke Oberschicht von organismenarmem roten Ton angetroffen, welche von einer stärkeren Schicht von kokkolithenreichem Sediment unterlagert wurde. Weiter östlich, auf den Stationen 294 und 296, fanden sich hingegen kalkärmere Ablagerungen unter kalkreicheren. Westlich von Tristan d' Acunha wurde auf Station 334 eine Grundprobe gelotet, deren oberer Teil hauptsächlich aus pelagischen Foraminiferen, der untere aus Kokkolithen bestand; beide Schichten hatten fast gleichen Kalkgehalt und waren durch eine dünne schwarze Linie voneinander getrennt.

Nach den Forschungen von SCHMELCK[2]), BOEGGILD[3]) und NANSEN[4]) lagert gewöhnlich im norwegischen Nord-Meere eine dünne Schicht von braunem, mehr oder minder kalkreichen Ton (*Biloculina*- und Übergangs-Ton) über einem grauen, äußerst kalkarmen Ton. NANSEN meint, daß zu der Zeit, als sich der graue Ton der Unterschicht bildete, das Land rings um das Nordmeer weit höher über den Meeresspiegel aufragte als heute. Der submarine Rücken, welcher Schottland mit Grönland verbindet, erhob sich damals über das Meeresniveau und verwehrte dem Golfstrom den Eintritt in das norwegische Becken. Gleichzeitig war wohl während der Ablagerung der Unterschicht Norwegen noch von Inlandeis bedeckt; es werden also zur Erklärung der Schichtung säkulare Küstenverschiebungen wie klimatische Momente herbeigezogen.

Auch TORELL[5]) teilt aus der Nachbarschaft von Spitzbergen eine in 2200 m gelotete Grundprobe mit, die fünf Schichten von verschiedener Färbung aufwies.

---

[1]) a. a. O., S. 625.

[2]) Norske Nordhavs-Expedition 1876—1878. IX. Chemie. Christiania 1882.

[3]) The Danish Ingolf Expedition I, 3. Deposits of the Sea Bottom. Kopenhagen 1900. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results V, 14. On the bottom deposits of the North Polar Sea.

[4]) Ebenda IV, 13. Bathymetrical features of the North Polar Sea, S. 214.

[5]) MALMGREN, Zeitschr. f. wissenschaftl. Zoologie 1870, S. 460.

Aus der Nachbarschaft der Azoren und aus der nordafrikanischen Mulde erwähnt THOULET[1]) mehrfach Schichtung des Bodensediments; sie dürfte in den meisten Fällen auf vulkanische Eruptionen zurückzuführen sein.

Südlich von Neufundland und Neuschottland beobachtete LOHMANN[2]) an der Grenze von rotem Ton und Globigerinenschlamm eine obere kalkreichere über einer unteren kalkärmeren Schicht; während oben pelagische Foraminiferen recht häufig auftreten, sind sie unten sehr selten, die in beiden Teilen enthaltenen Quarzkörner sind unten feiner als oben.

Auch die Berichte von der Expedition des „Planet“[3]) erwähnen mehrfach Schichtung der Grundproben, so an der Elfenbein-Küste, südöstlich von St. Helena und besonders an der Ost-Küste von Madagaskar.

Ebenso ist durch vorläufige Mitteilungen[4]) bereits einiges über geschichtete Sedimente bekannt geworden, welche die Deutsche Südpolar-Expedition im südatlantischen Ozean beobachtete.

So liegen denn bereits aus sehr verschiedenen Teilen der Weltmeere Angaben über Schichtung am heutigen Meeresgrunde vor. Immerhin ist die Zahl der Fälle, in denen bisher eine Schichtung festgestellt wurde, im Vergleich zu den Tausenden von Grundproben, die zur Untersuchung gelangten, eine sehr geringe. Nach dem, was man bis jetzt wußte, hatte man sicherlich noch nicht das Recht, die Schichtung als ein Phänomen anzusehen, das am Grunde der heutigen Meere allgemeine Verbreitung besitzt.

Diesen Standpunkt betont mit besonderer Schärfe THOULET, ja er kommt zu dem Schlusse, daß die wenigen bisher bekannten Beispiele von Schichtung lediglich eine Ausnahme bilden, welche die Regel bestätigt; d. h. mit anderen Worten, er nimmt an, daß die Sedimente der heutigen Meere im allgemeinen ungeschichtet sind. Diese Auffassung legen ihm besonders Beobachtungen von dem submarinen Plateau der Iroise, westlich von Brest, nahe.

---

[1]) Resultats des Campagnes Scientif. Monaco, Fasc. XXII, 1902, S. 61; XXIV, 1905, S. 45, 47, 61, 63.

[2]) Untersuchungen über Tier- und Pflanzenwelt usw. zwischen dem 38. und 50.° nördl. Br. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. XXVI, 1903, S. 19.

[3]) Enthalten in Annalen der Hydrographie **34**, 1906.

[4]) Berichte von der Deutschen Südpolar-Expedition, Veröffentl. d. Instituts f. Meereskunde, Heft 1, 2, 5. — PHILIPPI: Über Grundproben und geolog.-petrograph. Arbeiten der Deutschen Südpolar-Expedition. Verhandl. d. 15. Geogr.-Tages zu Danzig 1905, S. 28.

Im Jahre 1868 hatte der Fregattenkapitän H. DE ROUJOUX[1]) eine genaue Grundkarte der Umgebung von Brest entworfen. 35 Jahre später fand THOULET in diesen so stark bewegten Gewässern genau die gleiche Verteilung des Meeresgrundes und schloß daraus, daß nicht beständiger Wechsel, sondern Permanenz die Sedimentbildung am Boden der heutigen Meere beherrscht. Seine Angaben[2]) lauten wörtlich: „La permanence des mêmes fonds constatée après trente-cinq ans dans les parages particulièrement tourmentés de l'Iroise, permet de penser que cette permanence est générale sur tout le sol océanique. Les quelques exceptions connues ne font que confirmer la règle; elles se rapportent à des détroits ou golfes, sièges de phénomènes particulièrement violents ou à certaines mers comme la Mer du Nord, par exemple, que sa position géographique et surtout sa très faible profondeur rendent comparable à une immense plage dans des conditions toutes spéciales de bouleversement.

On est donc autorisé à établir des cartes lithologiques sous-marines qui représentent un état permanent et non temporaire et variable, résultante d'actions qui peuvent éprouver individuellement des changements mais dont la somme reste la même."

Nach diesem Urteil, das einer der besten Kenner der heutigen Meeresablagerungen fällt, war es nicht sehr wahrscheinlich, daß ozeanographische Forschungen zur Lösung des Schichtungsproblems beitragen würden. Diese Sachlage ist jedoch durch die Arbeiten der Deutschen Südpolar-Expedition wesentlich verschoben worden. An einer großen Anzahl von Grundproben läßt sich erkennen, daß Schichtbildung am Boden der heutigen Meere nicht eine Ausnahme, sondern die Regel sein dürfte. Zugleich lassen sich in vielen Fällen Vermutungen darüber aufstellen, welche Faktoren bei der Bildung der Schichten am heutigen Meeresboden eine Rolle gespielt haben mögen.

---

[1]) Vgl. THOULET: L'Océan, Paris 1904, S. 99.
[2]) Campagnes Scientif. Monaco, Fasc. XIX, 1901, S. 9.

II. Schichtung in den Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition.

A. Methode der Lotungen.

Zunächst zeigen die Erfahrungen der Deutschen Südpolar-Expedition ziemlich deutlich, weswegen die Lotungen früherer Expeditionen verhältnismäßig so selten eine Schichtung am Meeresboden haben erkennen lassen. Man gebrauchte bis zur Expedition der „Valdivia“ zur Aufnahme der Grundprobe meist Rohre, die unten durch ein Ventil verschließbar waren. Durch dieses wurde allerdings auch ein ganz lockeres Sediment in der Schlammröhre zurückgehalten, andrerseits aber drang das Lot nicht besonders tief in den Meeresboden ein, und das Sediment wurde beim Passieren des Ventils meist wohl durcheinandergemischt. Dazu kam, daß man vielfach, z. B. auf der Deutschen Tiefsee-Expedition, verhältnismäßig leichte Sinkgewichte gebrauchte, welche die Schlammröhren nicht allzu tief in den Meeresgrund hineinpreßten.

Um möglichst lange Grundproben zu erzielen, verwandte die Deutsche Südpolar-Expedition Schlammröhren, die an ihrem Unterende offen waren und nur am Oberende durch ein Kugelventil verschlossen wurden. Wenn größere Tiefen zu erwarten waren, gebrauchte man Sinkgewichte von 35 kg; außerdem wurden die Schlammröhren länger gewählt als bisher: der kürzeste Typus, der verwandt wurde, maß 40 cm, der längste 2 m.

Der Erfolg war der, daß die Deutsche Südpolar-Erpedition Grundproben von ganz außergewöhnlicher Länge erzielte. Während die der „Valdivia“ durchschnittlich nur 7 cm lang waren, erreichten sie auf dem „Gauß“ eine durchschnittliche Länge von 30—40 cm, eine maximale von 80 cm. Es liegt auf der Hand, daß die Aussicht, eine Schichtung der heutigen Bodensedimente zu finden, desto günstiger wird, je tiefer man in den Meeresboden eindringt.

Allerdings darf nicht verschwiegen werden, daß sich die langen Schlammröhren der Deutschen Südpolar-Expedition öfters nicht füllten, wahrscheinlich weil sie den Meeresboden nicht ganz senkrecht trafen und sich auf ihm sofort umlegten. Vielfach gingen aber auch die Instrumente verloren, in manchen Fällen wohl deswegen, weil sich die Schlammröhre zu tief einbohrte, und der Lotdraht daher beim Einholen abriß. So sind denn die schönen Grundproben des „Gauß“ mit dem

Verlust vieler Kilometer Lotdraht und fast aller ozeanographischen Instrumente erkauft worden.

B. Schichtung im Globigerinenschlamm.

Am besten kontrollierbar ist die Schichtung in Kalkschlammen, besonders im Globigerinenschlamm. In diesen vorherrschend hellgefärbten Sedimenten treten mineralische Beimengungen verschiedenen Charakters meist schon durch Farbenunterschiede sehr deutlich hervor. Außerdem läßt sich eine ungleichartige Zusammensetzung sehr leicht durch die chemische Analyse nachweisen.

In sämtlichen Globigerinenschlammen des „Gauß", bei denen eine Kohlensäurebestimmung möglich war, erhielt man bei Feststellung des Kalkgehaltes im obersten und untersten Teile der gleichen Grundprobe ungleiche Werte. Unter 49 Grundproben, deren oberste Kappe als Globigerinenschlamm bestimmt wurde, war der Kalkgehalt bei 48 im obersten Teile höher als im untersten, nur in einem Falle konnte man bei Globigerinenschlamm das Umgekehrte beobachten. Ich bin daher wohl berechtigt, die Abnahme des Kalkgehaltes im Globigerinenschlamm mit wachsender Entfernung von der Oberfläche als eine allgemein verbreitete Erscheinung und diese Art der Schichtung als die normale zu bezeichnen.

1. Normale Schichtung des Globigerinenschlammes.

Wenn nun auch die Abnahme des Kalkgehaltes in den tieferen Teilen der meisten Grundproben ganz allgemein zu beobachten ist, so ist sie doch keineswegs überall gleichmäßig stark.

Tabelle I.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
116	4180	31,5	94,9	92,6	14° 12' S. 6° 0' W.
117	4655	28	90,9	88,9	12° 11' S. 6° 12' W.
118	5250	35	93,7	83,1	10° 29' S. 6° 23' O.
119	3750	34	96,4	91,2	9° 44' S. 8° 39' W.
120	3690	20	95,9	94,4	9° 22' S. 9° 46' W.
122	3160	35,5	91,9	88,9	8° 44' S. 11° 51' W.
124	4120	35	95,2	85,8	4° 25' S. 16° 4' W.
125	4170	30,5	89,7	78,9	3° 0' S. 16° 3' W.
126	4080	35	93,3	76,2	2° 13' S. 16° 3' W.
128	3330	23,5	91,4	75,9	0° 8' N. 16° 17' W.
130	3230	21	86,2	82,6	0° 25' N. 17° 45' W.

Unbedeutend sind im allgemeinen die Unterschiede, die sich im kalkreichen Globigerinenschlamm mittlerer Tiefen, wie er sich in tropischen und subtropischen Meeren niederschlägt, feststellen lassen. Die vorstehende Tabelle I, welche eine Anzahl von Lotungen auf der Strecke zwischen St. Helena und dem Äquator umfaßt, zeigt deutlich die relativ geringen Abweichungen im Kalkgehalt.

Groß werden jedoch auch in den warmen Meeren die Unterschiede zwischen oberstem und unterstem Teile einer Grundprobe, sobald man in größerer Tiefe lotet, das Sediment daher sich mehr oder weniger dem roten Ton nähert. Vielfach wird dann ein Globigerinenschlamm von rotem Ton unterlagert, der in extremen Fällen sogar ganz kalkfrei sein kann. Solche Beispiele bringt die folgende Tabelle:

Tabelle II.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
26	5260	26	35,9	5,4	35° 11' S. 2° 43' O.
34	5100	28	47,2	26,0	42° 30' S. 33° 43' O.
98	4780	27	32,9	3,1	26° 30' S. 48° 30' O.
104	4820	ca. 15	32,9	0	28° 48' S. 10° 16' O.
115	5430	23,5	84,9	47,9	18° 36' S. 5° 9' W.
135	5320	29	81,7	38,7	0° 29' N. 18° 57' W.
136	5320	31	83,3	40,1	0° 22' N. 18° 54' W.
139	5000	22	83,4	51,3	0° 39' N. 18° 54' W.

Am bedeutendsten werden jedoch die Unterschiede in den Grundproben aus subantarktischen Gewässern, bei Annäherung an das Südpolareis. Hier kann der Kalkgehalt im obersten und untersten Teile um 30—40 Proz., ja im extremsten Falle um 43,7 Proz., differieren, wie aus Tabelle III hervorgeht.

Tabelle III.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
38	1850	17	45,2	25,1	46° 17' S. 48° 54' O.
42	4560	10	50,3	16.4	47° 45' S. 61° 25' O.
44	3690	15	37,4	0	55° 25' S. 83° 0' O.
88	3630	21	60,7	17,0	45° 39' S. 73° 21' O.

Man darf nun fragen, ob diese an Stärke zwar sehr verschiedene, aber fast in allen Globigerinenschlammen vorhandene Differenz im Kalkgehalt auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen ist.

KRÜMMEL[1]) nimmt bei den wenigen ihm bekannten Fällen, in denen Globigerinenschlamm von rotem Ton unterlagert wird, eine jugendliche Aufwärtsbewegung des Meeresbodens an, „die das Niveau des kalkfeindlichen roten Tones zuletzt in den Bereich haltbaren Globigerinenschlamms hinauf gehoben hat". Eine solche Bodenbewegung müßte nach unseren Forschungen in neuerer Zeit, wenigstens im atlantischen und indischen Ozean, einen sehr großen Umfang gehabt haben. Sie hätte an den Küsten entsprechende Transgressionen hervorrufen müssen, die uns in dem geforderten Maßstabe und als allgemeines Phänomen aus den jüngsten Epochen der Erdgeschichte nicht bekannt sind.

Sehr viel näher liegt es, für die Abnahme des Kalkgehaltes in der tieferen Bodenschicht klimatische Faktoren herbeizuziehen. Der geringere Kalkgehalt des unteren Teiles läßt sich in den Sedimenten, die reich an terrigenen Elementen sind, wohl ungezwungen durch stärkere Zuführung von klastischem, anorganischem Material erklären. Diese erfolgt aber in den subantarktischen Meeren meist durch Eisberge und Treibeis. Man wird daraus schließen dürfen, daß sich die tiefere Schicht zu einer Zeit bildete, in der die Außenkante des antarktischen Packeises noch weiter im Norden lag als heute, in der auch noch sehr viel mehr Eisberge den subantarktischen Ozean durchzogen. Man wird daher die Bildung des kalkärmeren Sediments in eine Zeit stärkerer Vereisung, wohl also noch in das Diluvium, versetzen. In gleicher Weise hat, wie oben betont wurde, schon NANSEN, wenigstens zum Teil, eine ähnliche Schichtung am Boden des Nordmeeres zu erklären versucht.

Es liegt aber auf der Hand, daß diese Erkärung nicht ohne weiteres auf die küstenfernen Schlamme der wärmeren Meere zu übertragen ist. Zwar hat sich auch in niedrigen Breiten die Eiszeit als eine Periode stärkerer Niederschläge erwiesen. Die Flüsse waren daher in jener Zeit wasserreicher und konnten mehr klastische Sedimente dem Meere zuführen. Allein ihr Einfluß mußte auf die küstennahen Meeresteile beschränkt bleiben; hier dürfte man allerdings, besonders in der Nähe von Flußmündungen, eine Abnahme des Kalkgehaltes

[1]) KRÜMMEL: Handbuch der Ozeanographie, I, 2. Aufl., S. 207.

im unteren, also älteren Teile der Grundprobe einer diluvialen Pluvialperiode zuschreiben können. In größerer Entfernung von der Küste wird jedoch früher oder später die jeweilige Transportkraft der Flüsse an Bedeutung verlieren. Besonders läßt sich auf diesem Wege nicht erklären, weswegen die Differenz im Kalkgehalt in mittleren Meerestiefen gering bleibt, in größeren hingegen hohe Werte erreicht.

Man ist da versucht, an eine nachträgliche Auflösung des Kalkes durch ein im Schlamme zirkulierendes „Grundwasser" zu denken. Diese wäre demnach bei tiefer gelegenen Sedimenten intensiver gewesen als bei solchen geringerer Tiefen. Es ist aber sehr fraglich, ob eine derartige Auflösung des Kalkes durch das Grundwasser, lange nach der ersten Ablagerung am Meeresgrunde, noch in größerem Maßstabe stattfinden kann. Voraussetzung wäre ein hoher Kohlensäuregehalt des Grundwassers; mit anderen Worten, es müßten sich im Grundschlamm noch größere Mengen von organischer Substanz vorfinden, die zu Kohlensäure oxydiert werden können. Dies aber ist speziell beim roten Ton und verwandten Ablagerungen ausgeschlossen, da sich in diesen Sedimenten Eisen und Mangan in ihren höchsten Oxydationsstufen vorfinden. Außerdem dürfte gerade in dem zähen roten Ton das Grundwasser entweder gar nicht oder nur äußerst langsam zirkulieren. Man ist daher auf eine andere Erklärung angewiesen, und ich glaube, eine solche bei Bearbeitung der „Valdivia"-Grundproben gefunden zu haben.

Wenn man neuere Grundprobenkarten mustert, so bemerkt man, daß die Grenze zwischen rotem Ton und Globigerinenschlamm durchaus nicht immer in der gleichen Tiefe verläuft. Diese Grenzlinie liegt im allgemeinen am tiefsten nördlich vom Äquator und steigt gegen die Antarktis hin an. LOHMANN[1]) beobachtete typischen Globigerinenschlamm auf 40° N. und zwischen 45 und 50° W. noch bei 5798 m, PEAKE[2]) gibt ihn etwas weiter östlich sogar noch aus 5911 m Tiefe an. Unmittelbar unter dem Äquator fand ihn die „Valdivia" im Atlantischen Ozean noch bei 5695 m, im südatlantischen Ozean wurde auf dem 15° S. bereits bei 5320 m, auf dem 24° S. bei 5020 roter Ton durch den „Gauß" nachgewiesen. In den mittleren Teilen des indischen Ozeans traf man roten Ton schon bei 4700 m.

[1]) a. a. O., S. 19.

[2]) PEAKE: On the results of a Deep-Sea Sounding Expedition 1899, London 1901, S. 28.

In subantarktischen Meeren wurden hingegen schon in Tiefen von 2 — 3000 m völlig kalkfreie Sedimente gelotet.

Es fragt sich nun, ob diese ungleiche Tiefenlage des roten Tones und verwandter kalkfreier oder kalkarmer Sedimente durch eine ungleichmäßige Verteilung des kalkschaligen Planktons zu erklären wäre; etwa in der Weise, daß dort, wo die Oberflächenschichten sehr reich an pelagischen Foraminiferen sind, auch die Grundproben einen hohen Kalkgehalt besitzen, und der rote Ton erst in sehr großer Tiefe beginnt. Nach einer freundlichen Mitteilung, die mir Herr Professor C. APSTEIN zugehen ließ, sprechen die Resultate der bisherigen Planktonforschungen nicht für diese Auffassung. Im subantarktischen Meere konnten auf mehreren Stationen sehr viele kalkabscheidende Organismen nachgewiesen werden; in vielen Teilen des Indischen Ozeans, in dem die obere Tiefengrenze des roten Tones abnorm hoch liegt, fand sich ein sehr globigerinenreiches Plankton, während das des südatlantischen Ozeans stellenweise auffallend arm an pelagischen Foraminiferen war. Man wird also die so verschiedene Tiefenlage des roten Tones nicht durch eine Ungleichartigkeit des kalkabsondernden Planktons erklären können.

Schließlich bin ich durch die Grundproben der „Valdivia" zu dem Schlusse geführt worden, daß die ungleiche Lage des roten Tones in den verschiedenen Teilen der Weltmeere wahrscheinlich in der Beschaffenheit des Tiefenwassers ihren Grund hat. Fast das gesamte kalte Wasser, das sich am Grunde der Weltmeere findet, ist ursprünglich antarktisches Oberflächenwasser gewesen, das zur Tiefe gesunken ist. Das Nordpolargebiet liefert den Weltmeeren nur sehr wenig polares Tiefenwasser, weil das Nordpolarmeer fast überall durch mehr oder minder hohe Schwellen von den Tiefseegebieten der übrigen Weltmeere getrennt ist.

Bei der wahrscheinlich sehr langsamen Wanderung des antarktischen Tiefenwassers nach Norden erwärmt sich dieses allmählich und verliert mehr und mehr seinen ursprünglichen Sauerstoffgehalt. Denn der Sauerstoff muß verbraucht werden einmal durch das Organismenleben der Tiefsee, dann aber auch durch die Oxydation der Schwermetalle, besonders von Eisen und Mangan, und die Zersetzung der organischen Substanz. Je weiter nach Norden, desto schwächer wird das Organismenleben, desto unvollständiger die Zersetzung von organischer Substanz, desto geringfügiger dementsprechend auch die Produktion von Kohlensäure. Es wird also mit wachsender Entfernung von der Antarktis die Lösungskraft des Tiefenwassers

für kohlensauren Kalk abnehmen. Dadurch würde es sich ungezwungen erklären, daß der Kalk der Planktonorganismen in den subantarktischen Meeren schon bei geringen Tiefen völlig aufgelöst wird, während in niedrigen Breiten und besonders nördlich vom Äquator sich in sehr bedeutender Tiefe noch kalkreiche Ablagerungen bilden können.

Eine sehr erwünschte Bestätigung erfährt diese Auffassung durch den Vergleich mit den Temperaturen des Bodenwassers, wie sie sich auf den schönen Karten von SCHOTT[1]) nach den Forschungen der Valdivia darstellen. Im Indischen Ozean und im westlichen Teile des südatlantischen ist das Tiefenwasser sehr kühl, die Temperaturen liegen hier zwischen 0° und 2°. In den gleichen Breiten sind jedoch die Tiefentemperaturen des östlichen südatlantischen Ozeans nördlich vom submarinen Walfischrücken um 1° bis 2° höher. Wenn nun die hier vertretene Auffassung richtig ist, so müßte roter Ton sich im Indischen Ozean und im Westbecken des atlantischen sehr viel früher, d. h. in geringeren Meerestiefen, einstellen als im östlichen südatlantischen Ozean. Dies trifft nun tatsächlich zu. Im Indischen Ozean traf die „Valdivia" roten Ton bereits bei 4700 m, im westatlantischen Becken fand ihn der „Gauß" bei wenig über 5000 m, während östlich vom mittelatlantischen Rücken in gleicher Breite ein kalkreicher Globigerinenschlamm noch bei 5500 m angetroffen wurde.

Wenn nun heute vielleicht antarktisches Oberflächenwasser auf dem 60° s. Br. zur Tiefe sinkt, um am Grunde der Weltmeere nach Norden zu strömen, so erfolgte zur Zeit des Diluviums, als die Packeiskante möglicherweise 10° weiter im Norden lag, der Abstieg dieser Wasserschicht schon unter dem 50° s. Br. Das Tiefenwasser gelangte daher mit einem größeren Gehalt an Sauerstoff nach Norden, seine soeben geschilderten, im wesentlichen oxydierenden Wirkungen waren intensiver, und auf diese Weise konnte sich in einer Tiefe ein roter Ton bilden, bei der heute sich ein Globigerinenschlamm niederschlägt. Die Forschungen des „Gauß" zeigen sehr deutlich, daß zu der Zeit, in der sich die unteren Schichten bildeten, also wahrscheinlich im Diluvium, der Globigerinenschlamm ein geringeres, roter Ton, Diatomeenschlamm und Glazialsedimente ein ausgedehnteres Areal einnahmen als heute. Der rote Ton erscheint uns in dieser Beleuchtung als ein Sediment, dessen Bildung, wenn nicht an kaltes Tiefenwasser geknüpft, so doch

[1]) Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition, Erster Band: Ozeanographie. Jena 1902.

mindestens von diesem sehr begünstigt ist. Kaltes Tiefenwasser kann aber nur existieren, wenn die Polargebiete vereist sind; in solchem Sinne kann man den roten Ton als indirekt glaziales Sediment auffassen.

Vielleicht findet unter diesem Gesichtspunkte auch die merkwürdige Tatsache ihre Erklärung, daß wir nur sehr wenig ältere Sedimentgesteine kennen, die wir mit den rezenten Ablagerungen der küstenfernen Tiefsee in Parallele setzen können. Besonders muß es auffallen, daß das am weitesten verbreitete Sediment der heutigen Zeit, der rote Tiefseeton, in früheren Erdperioden nur außerordentlich spärlich, wenn überhaupt, nachgewiesen worden ist. Auch sind meines Wissens die für rezente Tiefseeablagerungen so charakteristischen Manganknollen, die korrodierten Haifischzähne, die isoliert auftretenden Ohrknochen von Walen bisher noch aus keiner Formation bekannt geworden.

Man hat diese Tatsachen auf verschiedenem Wege zu deuten versucht. Einmal mit der Annahme, daß die Tiefsee ein relativ junges Gebilde sein. M. E. ist es nicht recht einzusehen, weswegen gerade erst in neuerer Zeit die enormen Senkungsgebiete der Erdoberfläche, als welche wir den Tiefseeboden aufzufassen haben, entstanden sein sollen. Waren doch in manchen Erdperioden die Krustenbewegungen mindestens ebenso intensiv wie etwa im Tertiär. Ich neige der Ansicht zu, daß sich die Bewegungen, welche die Erdkruste ausführt, mehr oder weniger kompensieren, d. h. daß den Hebungen an der einen Stelle Senkungen an einer anderen entsprechen. Den Hebungsgebieten, welche die Kontinente darstellen, würden nach dieser Auffassung also entsprechende Senkungsfelder, die Tiefseeböden, gegenüberstehen. Da es aber in allen geologischen Zeiten, von denen wir hinreichende Kenntnis besitzen, Kontinente gegeben hat, oder, wie wir uns vielleicht besser ausdrücken können, da immer und immer wieder Kontinentalmassen entstanden sind, so müssen auch immer Tiefseebecken existiert haben bzw. immer wieder neu gebildet worden sein.

Eine andere Auffassung erklärt die scheinbare Seltenheit vorweltlicher Tiefseeablagerungen mit der Permanenz der Ozeane und Kontinente. Ist diese Anschauung richtig, so können allerdings echt abyssische Sedimente nie oder nur außerordentlich selten über den Meeresspiegel gehoben werden. Allein es scheint mir, daß man an der Permanenz der Ozeane und Kontinente heute nicht mehr festhalten kann. Besonders das

Auftreten alter Gesteine auf ozeanischen Inseln[1]) versetzt dieser Theorie den Todesstoß. Denn entweder muß man in diesem Falle annehmen, daß ungeheure Landmassen mehrere 1000 m tief unter den Meeresspiegel versunken sind, oder man wird zu der Anschauung gedrängt, daß diese alten Gesteine vom Boden der Tiefsee emporgestiegen sind.

So scheint es mir, daß gegen die beiden bisher aufgestellten Theorien, durch welche die Seltenheit abyssischer Sedimente in älteren Formationen erklärt werden soll, schwere Bedenken geltend gemacht werden können. Ich möchte hier die Ansicht aussprechen, daß es in älteren Formationen sehr viel mehr echte Tiefseebildungen gibt, als man bisher annahm, daß sie aber den heutigen abyssischen Sedimenten deswegen mehr oder weniger unähnlich sind, weil sie sich unter ganz anderen chemischen und physikalischen Bedingungen gebildet haben. Wir wissen, daß in den meisten Perioden der Erdgeschichte die Pole nicht vereist waren, daß sich vielmehr die Polargebiete eines Klimas erfreuten, das etwa dem heutigen der gemäßigten Zone entspricht. Unter diesen Verhältnissen gab es kein eiskaltes Tiefseewasser. Kühlte sich das Meerwasser im Polargebiet z. B. nicht unter 10° ab, so mußte auch das Tiefenwasser mindestens diese Temperatur besitzen. Dementsprechend war aber auch sein Sauerstoffgehalt geringer; bei einem Salzgehalt von 35‰ werden nach JACOBSEN und KRÜMMEL[2]) bei — 2°, der Temperatur des heutigen Polarwassers, 8,47 ccm, bei + 10° nur 6,40 ccm Sauerstoff vom Meerwasser absorbiert. War aber in früheren Perioden der Salzgehalt des Meeres noch höher als heute, was jedenfalls nicht unmöglich ist, so erniedrigt sich die absorbierbare Sauerstoffmenge noch weiter. Daraus geht hervor, daß in einer Periode, in welcher der Pol nicht vereist war, erstens die Lebensbedingungen für die Tiefseefauna ungünstiger waren als heute, daß zweitens aber auch die Oxydation der organischen Substanz am Boden der Tiefsee nicht so energisch vor sich gehen konnte wie heute. Dagegen war vielleicht das Organismenleben in den Oberflächenschichten der vorweltlichen Meere, wegen ihrer größeren Wärme, noch reicher entwickelt als jetzt. Es wanderte also, wenn dies der Fall war, mehr organische Substanz von der Oberfläche nach der Tiefsee, sie wurde aber nicht so vollständig wie heute von den Tiefseetieren verbraucht oder von dem

[1]) Vgl. PHILIPPI: Betrachtungen über ozeanische Inseln. Naturwiss. Wochenschr. 1907.

[2]) KRÜMMEL: Handbuch der Ozeanographie I, 2. Aufl., 1907, S. 296.

im Tiefseewasser absorbierten Sauerstoff oxydiert. Dementsprechend wurde im Tiefseewasser auch nicht so viel Kohlensäure produziert wie heute, seine Lösungsfähigkeit für kohlensauren Kalk war also geringer.

Daraus folgt nun der Schluß, daß sich in früheren Erdperioden auch in sehr großen Meerestiefen Sedimente bilden konnten, die sich durch reichliche Beimengung von organischer Substanz und mehr oder minder hohen Kalkgehalt von den heutigen Ablagerungen der größten Tiefen unterscheiden.

Man wird also nicht mehr das Recht haben, ältere Gesteine, die reich an organischer Substanz oder an Kalk sind, im übrigen aber modernen Tiefseeablagerungen entsprechen, aus dieser Gruppe auszuschließen.

Wenn aber wirklich die Tiefsee erst verhältnismäßig spät besiedelt worden ist, wie JOH. WALTHER annimmt, so braucht man deswegen noch nicht die Tiefseebecken als relativ jugendliche Bildungen anzusehen. Es ist sehr wohl denkbar, daß erst zu einer Zeit, in der das polare Meerwasser genügend abgekühlt war, sich die Lebensbedingungen für die Tiefseetiere günstig gestalteten. Außerdem ist die Verteilung der Kontinentalmassen von größtem Einfluß auf die physikalisch-chemischen Eigenschaften der tieferen Wasserschichten. In einem ostwestlich sich erstreckenden Mittelmeere zwischen riesigen Kontinentalmassen, wie es vielfach für das Mesozoicum angenommen wird, konnten die Lebensbedingungen der Tiefsee unmöglich allzu günstig sein, da die Verbindung mit polaren Meeren ungenügend war oder vielleicht ganz fehlte.

Es sei hier auch auf die große Verbreitung sulfidischer Metallverbindungen in älteren Sedimenten hingewiesen. Wenn sie auch im Schlamme der heutigen Meere nicht gänzlich fehlen, so treten sie doch massenhaft nur in räumlich engbegrenzten Gebieten auf. Die viel größere Häufigkeit von Metallsulfiden in älteren Formationen deutet ebenfalls darauf hin, daß das Tiefenwasser der Vorwelt im allgemeinen sauerstoffärmer war als heute.

Schichtung in der Nähe der Eiskante.

Während im offenen, subantarktischen Meere die unteren Teile jeder Grundprobe konstant kalkärmer sind als die oberen, läßt sich in der unmittelbaren Nachbarschaft der antarktischen Eiskante eine andere Art von Schichtung beobachten. An drei ziemlich weit voneinander gelegenen Punkten, nämlich dort, wo der „Gauß“ zum ersten Male das antarktische Packeis berührte, wo er auf der Treibfahrt Mitte März 1903 unfreiwillig

das offene Meer erreichte und wo er Anfang April das Packeis endgültig verließ, zeigte sich nämlich in den Sedimenten zunächst ein Ansteigen des Kalkgehaltes nach unten hin; war die Schlammröhre tief genug eingedrungen, so folgte diesem mittleren, kalkreicheren Teile wiederum ein kalkärmerer.

So enthielt auf Station 49 (63° 31′ S. 94° 9′ O.) die 27 cm lange Grundprobe oben 3,1 Proz. $CaCO_3$, der meist benthonischen, unten 4,6 Proz. $CaCO_3$, der vorwiegend pelagischen Foraminiferen entstammte. Auf Station 50 (64° 4′ S. 91° 55′ O.) wurden im oberen Teile der 32 cm langen Grundprobe 5,5 Proz. $CaCO_3$, im unteren hingegen 11,3 Proz. $CaCO_3$ beobachtet; auch hier beruht die Differenz auf einer Zunahme der pelagischen Foraminiferen.

Auf Station 79 (63° 43′ S. 82° 4′ O.) wies der obere Teil 19,4 Proz. $CaCO_3$, der untere 27,9 Proz. $CaCO_3$ bei einer Grundprobenlänge von ca. 32 cm auf. Das Sediment der Station 86 (62° 4′ S. 75° 15′ O.) war im obersten Teile der 36 cm langen Grundprobe ein kalkfreier Diatomeenschlamm, in der Mitte schaltete sich ein Globigerinenschlamm von 31,4 Proz. Kalkgehalt ein, der zu unterst von einem fast kalkfreien Glazialschlamme abgelöst wurde.

Um diese eigenartige Schichtung zu verstehen, muß man ins Auge fassen, daß die Art des Sedimentes sehr stark von der Lage der Eiskante beeinflußt wird. Unter dem antarktischen Packeise bilden sich vorherrschend organismenarme, kalkfreie Glazialschlamme, außerhalb desselben meist Diatomeen- oder Globigerinenschlamme. Es scheint, daß Schmelzwasserströme, die unter dem Packeise eine bedeutende Kraft besitzen, die planktonischen Organismenreste des südlichen Eismeeres nach Norden tragen und ihren Absatz erst jenseits der Eiskante gestatten.

Dadurch wird die Eiskante zur mehr oder minder scharfen Grenze sehr verschiedener Sedimente, umgekehrt läßt aber auch der Charakter der Sedimente einen Schluß auf die jeweilige Lage der Eiskante zu.

Wenn nun an der Packeisgrenze der untere Teil der Grundproben kalkreicher ist als der obere, so deutet dies auf eine Verschiebung der Eiskante nach Süden zur Zeit der Bildung der tieferen Sedimentschicht. Auf den ersten Blick scheint dies den Resultaten zu widersprechen, die wir aus der Kalkarmut der Unterschicht in den offenen subantarktischen Meeren gezogen haben. Da diese unteren, kalkärmeren Teile als glazial gedeutet wurden, so müßte man annehmen, daß auch die Grundproben an der Eiskante eine frühere stärkere Ausdehnung des Packeises, nicht das Umgekehrte, andeuten müßten.

Demgegenüber ist einzuwenden, daß der Sedimentabsatz in unmittelbarer Nachbarschaft des antarktischen Packeises sicher sehr viel rascher vor sich geht, als etwa 10° weiter im Norden. Eine Grundprobe von gleicher Länge wird hier vielleicht schon diluviale Schichten anbohren, während sie unmittelbar an der Eiskante ganz in alluvialen stecken bleibt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die eigentümliche Schichtung an der Eiskante eine „postglaziale" Klimaschwankung anzeigt. Wahrscheinlich war sie von geringem Umfang, wohl imstande, die Eiskante eine Strecke weit zurückzurücken und damit unmittelbar an ihr die Sedimente zu verschieben; in größerem Abstande vom Packeise hinterließ sie hingegen in den Sedimenten, wie es scheint, keine erkennbaren Spuren mehr.

Andeutungen einer, möglicherweise postglazialen, Klima-Schwankung gleichen Charakters hat übrigens auch die schwedische Südpolar-Expedition gefunden. Am Sidney Herbert Sund auf der westantarktischen Roß-Insel entdeckte G. ANDERSSON[1]) in geringer Höhe über dem Meeresspiegel einen geschichteten Ton mit zahlreichen, auch gekritzten, Geschieben, der reich an marinen Molluskenschalen war. Unter diesen deuten *Thracia meridionalis*, eine ausgesprochen subantarktische Spezies, und eine große *Voluta*-ähnliche Schnecke auf ein wärmeres Klima hin. Allzu groß kann übrigens der Unterschied vom heutigen Klima nicht gewesen sein, da auch das Meer, in dem sich diese Tone ablagerten, Eisberge geführt haben muß.

Weitere Untersuchungen werden festzustellen haben, ob diese Klimaschwankung, die in der Antarktis angedeutet zu sein scheint, postglazial ist, und welchen Umfang sie gehabt hat. Die Frage hat ein besonderes Interesse im Hinblick darauf, daß im Gebiete des nordischen Diluvialeises sich vielfach sehr deutlich eine postglaziale Klimaverbesserung nachweisen ließ, auf die in allerjüngster Zeit wiederum eine Verschlechterung gefolgt ist.

2. Abnorme Schichtung.

Neben der am weitesten verbreiteten Art der Schichtung, die auf klimatischer Grundlage beruht, und die ich als die normale bezeichnet habe, war in einzelnen Grundproben des Südatlantischen Ozeans eine ganz abweichende Art zu beobachten,

[1]) On the Geology of Graham Land. Bull. Geol. Inst. Upsala VII, 1906, S. 58.

die ich zunächst als „abnorme“ bezeichne. Hier nimmt der Kalkgehalt nicht mehr wie bei der normalen von oben nach unten ab, sondern ist in der Grundprobe unregelmäßig verteilt. Dies deutet darauf hin, daß nicht mehr Temperatur-, sondern Tiefenverhältnisse in erster Linie den Kalkgehalt bestimmt haben.

Wir legen unserer Erklärung die von den meisten Ozeanographen geteilte Anschauung zugrunde, daß ceteris paribus der Kalkgehalt des Sediments sinkt, je tiefer der Meeresboden liegt. Die kalkige Komponente küstenferner Tiefseeschlamme setzt sich bekanntlich fast ganz aus den Schalen pelagischer Foraminiferen zusammen; diese aber werden desto stärker durch das Meerwasser angegriffen, je mächtiger die Wassersäule ist, welche sie beim Niedersinken zu passieren haben. Im Hinblick darauf läßt also eine Erhöhung des Kalkgehaltes im Bodensediment auf eine Verflachung des Meeres schließen und umgekehrt.

Am schärfsten ist die abnorme Art der Schichtung in dem merkwürdigen Sediment der Station 4 (0° 11′ S. 18° 16′ W.) ausgesprochen, das in der Romanche-Tiefe (7230 m) gelotet wurde. Nur die untersten 1,8 cm der ca. 46 cm langen Grundprobe sind kalkhaltig ($CaCO_3$ = 47,2 Proz.), alles, was darüber abgelagert wurde, ist hingegen völlig kalkfrei. Dies deutet wohl mit Sicherheit anf einen plötzlichen Einbruch hin, der nach der Ablagerung der untersten Schicht stattfand.

Sehr eigentümliche Schichtung zeigen die Grundproben der Stationen 27 (35° 31′ S. 5° 48′ O., 5200 m), 28 (35° 39′ S. 8° 15′ O., 5210 m) und 29 (35° 53′ S. 13° 9′ O., 4970 m). Den obersten Teil bilden Sedimente von mäßigem Kalkgehalt, der sich zwischen 7,1 Proz. (St. 27) und 22,2 Proz. (St. 29) bewegt. In den weiteren 10—20 cm folgt dann eine Zunahme des Kalkgehaltes, die auf Station 28 21,7 Proz., bei 29 12,6 Proz. und bei 27 41,6 Proz. beträgt. Dann sinkt der Kalkgehalt wieder bis auf 26,7 Proz. bei St. 27, bei St. 28 und 29 hingegen bis auf 0. Damit endet das Profil der Stationen 27 und 29; durch die 80 cm tiefe Grundprobe der Station 28 ist aber noch ein tieferer Teil aufgeschlossen; in ihm steigt der Kalkgehalt noch einmal bis auf 46,3 Proz., um schließlich zuletzt wieder bis auf 0 zu sinken. Man darf also hier direkt von einem unruhigen Hin- und Herflackern des Kalkgehaltes reden, und die Ursache dieser Erscheinung ist wohl sicher in Krustenbewegungen des Meeresbodens zu suchen.

Eine ähnliche Inversion der normalen Schichtung, wie sie die oberen Teile der eben erwähnten Grundproben er-

kennen lassen, zeigte sich auf den Stationen 107 (28° 33′ S. 4° 22′ O. 5080 m) und 108 (28° 2′ S. 3° 43′ O., 4160 m), südöstlich vom Walfisch-Rücken. Auf St. 107 wuchs bei einer Länge der Probe von nur 12 cm der Kalkgehalt nach abwärts von 18,7 Proz. auf 81,6 Proz., auf St. 108 bei 15 cm Länge von 31,1 Proz. auf 74,3 Proz. an. Dies deutet wohl mit Sicherheit auf eine sehr junge Versenkung von recht beträchtlicher Sprunghöhe.

Junge Krustenbewegungen hat man auch wohl für Station 34 (42° 30′ S. 33° 43′ O., 5100 m), in dem Graben zwischen der Prince Edward-Insel und dem afrikanischen Festlande, anzunehmen. Hier bildet die oberste, nur 1 cm dicke Schicht der Grundprobe ein toniges, hellbraungrau gefärbtes Sediment von 47,2 Proz. Kalkgehalt, darunter lagert eine hellere und weniger kohärente Schicht von 64,3 Proz. $CaCO_3$, die nach unten wieder in ein dunkleres und tonreicheres Sediment von nur 26 Proz. $CaCO_3$ übergeht. Die unteren Teile besitzen also die normale, auf Klimaänderung beruhende Schichtung; abnorm ist aber das plötzliche Auftreten von kalkärmerem Sediment im obersten Teile, und man ist versucht, hier an eine ganz junge Krustenbewegung zu denken, durch welche an dieser Stelle der Meeresboden vertieft wurde. Auf diese deutet übrigens auch der Kalkgehalt der mittleren Schicht hin, der angesichts der heutigen Tiefe und der schon ziemlich weit nach Süden vorgeschobenen Lage der Station als ganz außergewöhnlich hoch bezeichnet werden muß. Für mich unterliegt es kaum einem Zweifel, daß die mittlere Schicht in einem sehr viel höheren Niveau abgelagert worden ist als die oberste, heutige.

C. Mineralkörner, die nicht jungvulkanischen Ursprungs sind, in küstenfernen Tiefseeablagerungen.

Mit der soeben geschilderten „abnormen“ Schichtung kombiniert sich ein äußerst merkwürdiges Phänomen, das der Tiefseesande. Das heißt, in den durch abnorme Schichtung ausgezeichneten Grundproben treten in großen Mengen Mineralkörner auf, deren Vorhandensein in Ablagerungen so tiefer und küstenferner Meere von vornherein ausgeschlossen erscheinen müßte. Die Mineralkörner lassen sich in ihrer großen Mehrzahl nicht auf jungvulkanische Gesteine beziehen; sie stammen im wesentlichen von Tiefengesteinen oder krystallinen Schiefern, d. h. von solchen Gesteinen, die man im Gegensatz

zu den jungvulkanischen der meisten ozeanischen Inseln als kontinentale bezeichnet hat.

Übrigens gehen abnorme Schichtung und Tiefseesande einander nicht ganz parallel. In einzelnen Fällen, in denen abnorme Schichtung beobachtet wurde, z. B. auf Station 34, fehlt die sandige Beimengung, in andern Fällen treten die Tiefseesande auch in normal geschichteten Sedimenten auf, alsdann allerdings meist in der Nachbarschaft von abnormer Schichtung.

Den Anteil, welchen die merkwürdigen Sandkörner an der Zusammensetzung der Sedimente bilden, ebenso die Korngröße habe ich mit Hilfe des SCHOENEschen Schlämmapparates möglichst genau zu bestimmen versucht.

Im obersten, 13 cm dicken, hell rötlichbraunen Teile der Station 4 (0° 11′ S. 18° 16′ W., 7230 m) fanden sich:

Mineralkörner von	0,2	bis	0,6	mm	Durchmesser	8,5	Proz.
-	0,1	-	0,2	-	-	4,9	-
-	0.05	-	0,1	-	-	0.3	-

In der zweiten, bräunlichgrau gefärbten, 12 cm starken Schicht waren zu oberst noch ziemlich zahlreiche Mineralkörner vertreten, die nach unten zu rasch abnahmen. In der dritten, graubraunen, 7,7 cm dicken Schicht fanden sich Mineralkörner nur noch in sehr geringen Mengen, von da ab nach unten fehlen sie nahezu vollständig.

Unter den Mineralkörnern, die fast sämtlich eckig oder schwach kantengerundet sind, herrschen Plagioklase[1]) und rhombische Pyroxene vor; daneben kommen grüne und bräunliche gemeine Hornblende, farblose Hornblende, gemeiner Augit, farbloser Augit, Biotit, Chlorit, wenig Quarz und Glaukonit vor.

Nach dem Urteil von Herrn Professor REINISCH, dem ich die genaue Bestimmung der Mineralkörner verdanke, ist die ganze Mineralgesellschaft, abgesehen von einigen mit Glasfetzen erfüllten, wohl andesitischen Plagioklasen ganz und gar nicht jungvulkanisch. Sie dürfte vielleicht am ehesten auf einen Hypersthengneis zurückzuführen sein.

Die durch abnorme Schichtung ausgezeichneten Grundproben der Stationen 27 bis 29 verhalten sich hinsichtlich ihres Gehaltes an Mineralkörnern sehr verschieden.

---

[1]) Auf Grund der Plagioklase und Hypersthene hatte ich die Mineralkörner in dem an Bord des „Gauß“ geschriebenen Berichte für jungvulkanisch gehalten. Diese Ansicht, die auch in Lehrbücher, z. B. KRÜMMELS Ozeanographie, übergegangen ist, muß daher korrigiert werden.

Während auf Station 27 (35° 31′ S. 5° 48′ O., 5200 m) der Gehalt an Mineralkörnern 0,7 Proz., auf Station 28 (35° 39′ S. 8° 15′ O., 5210 m) 1,8 Proz. beträgt, steigt er auf Station 29 (35° 53′ S. 13° 9′ O., 4970 m) in der obersten Schicht bis auf 37,3 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße von	0,2 bis 0,6 mm	. . . 1,1 Proz.
- -	0,1 - 0,2 -	. . . 26,1 -
- -	0,05 - 0,1 -	. . . 10,1 -

man muß also von einem Feinsand sprechen.

In dem mittleren, kalkreicheren Teile der Station 29 steigt der Gehalt an Mineralkörnern sogar bis auf 47,3 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße über	0,2 mm	. . . . . 2,8 Proz.
- von	0,1 bis 0,2 mm	. . . 29,5 -
- -	0,05 - 0,1 -	. . . 15,0 -

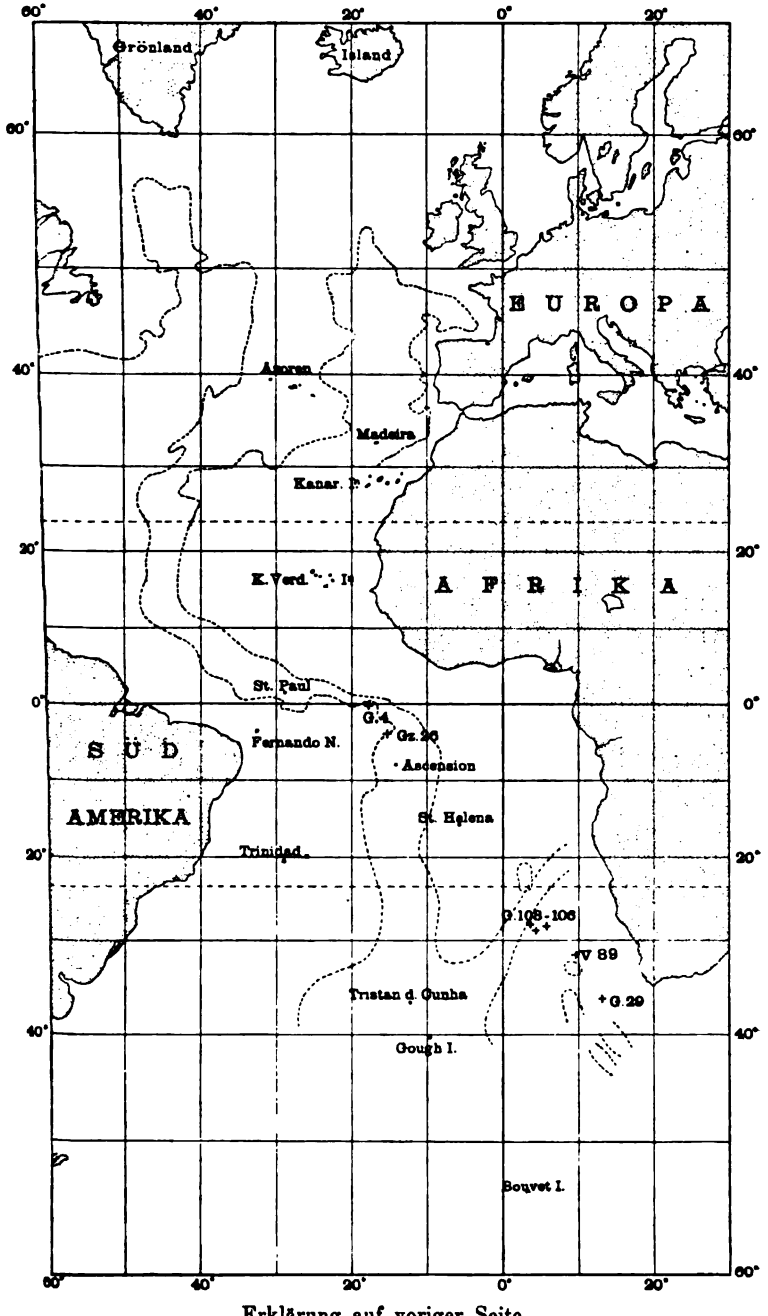
Die mittlere Mineralgröße hat sich also nicht sehr verändert, während kleinere und größere Korngrößen sich stärker vermehrt haben. Im untersten Teile der Station 21, einem völlig kalkfreien roten Ton, beträgt jedoch der Gehalt an Mineralkörnern nur noch 14,7 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße über	0,2 mm	. . . . . 0,9 Proz.
- von	0,1 bis 0,2 mm	. . . . . 12,2 -
- -	0,05 - 0,1 -	. . . . . 1,6 -

Nach REINISCH herrschen unter den Mineralkörnern der Station 29 wenig gerundete Quarzkörner vor. Daneben bemerkt man Plagioklas, Mikroklin, seltener Orthoklas, Magnetit, roten Granat, gemeine grüne Hornblende, Biotit, selten Epidot und Zirkon. Dazwischen liegen bräunliche und schmutziggrüne, konkretionäre Massen, die möglicherweise Phosphorit und Glaukonit sind. Im untersten Teile fand sich auch ein wohl sicher glaukonitischer Steinkern einer *Pulvinulina*. Daß die Mineralkörner kontinentalen Gesteinen entstammen, dürfte wohl kaum besonders hervorzuheben sein. Daß sie nicht von der südafrikanischen Küste herrühren, zeigt am deutlichsten die folgende Station 30 (34° 15′ S. 16° 59′ O., 3150 m), die, obgleich der Küste viel näher gelegen, im ganzen nur 0,15 Proz. Mineralkörner enthält.

Erklärung der Tafel.

Umrißkarte des atlantischen Ozeans. Die gestrichelten Linien deuten die Lage submariner Erhebungen an. (Mittelatlantische Schwelle, Walfischrücken usw.) Die Kreuze bezeichnen die Fundorte von Tiefseesanden. G. 4 bedeutet „Gauß"-Station Nr. 4, Gz. = „Gazelle", V. = „Valdivia".



Erklärung auf voriger Seite.

Ähnliches beobachtete der „Gauß“ bei der Rückfahrt durch den südatlantischen Ozean. Auf der der südafrikanischen Küste zunächst gelegenen Station 103 (30° 49′ S. 12° 5′ O., 4030 m) beträgt der Gehalt an Mineralkörnern nur 0,15 Proz., er steigt bei Station 104 (28° 48′ S. 10° 16′ O., 4820 m) auf 2,6 Proz., bei Station 105 (29° 7′ S. 8° 47′ O., 5220 m) auf 3,8 Proz., bei Station 106 (28° 28′ S. 5° 29′ O., 5190 m) aber plötzlich auf 24,4 Proz. In allen diesen Sedimenten ist die Schichtung noch normal. Während auf den Stationen 104 und 105 kontinentale Mineralien, besonders Quarz, weitaus vorherrschen, ist die Grundprobe von Station 106 sehr reich an vulkanischem Glas. Auf Station 107 (28° 33′ S. 4° 22′ O., 5080 m) tritt abnorme Schichtung ein. Der Gehalt an Mineralkörnern ist hier bis auf 35,6 Proz. gestiegen, davon besitzen

Korngröße über 0,2 mm	13,7 Proz.
zwischen 0,1 und 0,2 mm	8,3 -
- 0,05 - 0,1 -	13,6 -

Weitaus die größte Menge der Mineralkörner leitet sich auf dieser Station aus kontinentalen Gesteinen ab.

Die nächste Station 108 (28° 2′ S. 3° 43′ O., 4160 m) ist bereits erheblich ärmer an kontinentalen Mineralkörnern, und auf der darauf folgenden Station 109 (27° 32′ S. 3° 7′ O., 3230 m) sind sie bis auf geringe Spuren verschwunden.

Vielleicht gehört in diese Abteilung auch das merkwürdige Sediment, das auf Station 100 (28° 58′ S. 40° 58′ O., 4980 m) südsüdöstlich von Madagaskar gelotet wurde. Es enthält nicht weniger als 58,2 Proz. Mineralkörner; davon fallen auf die Größe

über 0,2 mm	17,3 Proz.
von 0,1 bis 0,2 mm	16,3 -
- 0,05 - 0,1 -	24,6 -

Daß die Mineralkörner dieses Sediments von der afrikanischen Küste kommen, ist kaum denkbar, da diese etwa 8 Längengrade von der Lotstelle entfernt ist. Auch enthält das der Küste näher gelegene Sediment der nächsten Station 101 (28° 30′ S. 38° 17′ O., 4890 m) erheblich weniger Mineralkörner, nämlich nur 31,0 Proz. Ebenso ist die Herkunft der Mineralkörner von dem über 300 Seemeilen entfernten Madagaskar durchaus nicht wahrscheinlich.

Die vom „Gauß“ besonders im südatlantischen Ozean gefundenen Tiefseesande sind nicht die ersten Exemplare dieses werkwürdigen Typs. Schon GÜMBEL beschreibt im „Gazelle“-Werk von der Station 26, nördlich von Ascension, (4° 8,6′ S.

15° 1,4′ W., 3931 m) ein Sediment, das sich fast vollständig aus Quarzkörnchen von 0,1 mm Durchmesser zusammensetzt; auch Glaukonit ist vielleicht vorhanden. Daneben treten in geringen Mengen Bröckchen basaltischer Gesteine auf.

Auch die „Valdivia“ fand auf Station 85 (26° 49,2′ S. 5° 54′ O., 5040 m) ein Sediment, dessen Gehalt an Mineralkörnern auf 25 Proz. geschätzt wurde; von diesen gehört eine große Anzahl der Gruppe der kontinentalen Mineralien an, auch Glaukonit ist vertreten. Besonders zahlreich treten aber kontinentale Mineralien in der Ablagerung der Station 89 (31° 21,1′ S. 9° 45,9′ O., 5283 m) auf, wo sie fast 40 Proz. des Sediments zusammensetzen. Quarz wiegt hier weitaus vor, sehr bedeutungsvoll ist wieder das Vorkommen von Glaukonit.

Zu beachten ist, daß zwischen den „Valdivia“-Stationen 85 und 89 die „Gauß“-Stationen 104—108 liegen, von denen bereits das Vorkommen kontinentaler Mineralkörner erwähnt wurde.

Wenn man bedenkt, daß das Netz der Tiefseelotungen besonders im südatlantischen Ozean noch recht weitmaschig ist, das aber trotzdem schon auf mindestens einem Dutzend Lotstationen die merkwürdigen Tiefseesande gefunden wurden, so kommt man zu dem Schlusse, daß das hier vorliegende Problem durchaus nicht von rein lokaler Bedeutung ist.

Es ist nun die schwierige Frage zu beantworten, wo der Ursprung der Mineralkörner von kontinentalem Habitus zu suchen ist, die sich den Sedimenten der küstenfernen Tiefsee beigemengt haben.

Am nächsten liegt es natürlich, den Ursprung der fraglichen Mineralkörner auf die Kontinente zu verlegen. Daran hat wohl KRÜMMEL[1]) gedacht, als er bei Besprechung des Sediments der „Gauß“-Station 29 betonte, daß in diesen Meeresstrichen östliche Winde, besonders im November, nicht selten seien. Nun dürfte es sich wohl vorwiegend um den bei Kapstadt häufig beobachteten Südost handeln, aber auch ein reiner Ostwind könnte noch keine Mineralkörner vom Kaplande nach der Position der Station 29 verfrachten, da diese südlicher liegt als das Kap Agulhas. Auch Strömungen sind nicht befähigt, der Station 29 das Material von Südafrika her zuzutragen, da sie der südafrikanischen Küste parallel verlaufen, nicht von ihr weg setzen. Wenn die Mineralkörner der Station 29 von der Küste des Kaplandes stammten, so müßten die zwischen ihr und der Küste gelegenen Stationen den gleichen

[1]) Handbuch der Ozeanographie I, 2. Aufl., S. 208.

oder noch höheren Gehalt an ihnen aufweisen. Dies ist aber keineswegs der Fall, denn zwischen Station 29 und die Küste schiebt sich der Globigerinenschlamm der Station 30 ein, der ganz normal ist und Mineralkörner nur in verschwindender Menge enthält.

Genau das gleiche gilt für die weiter nördlich in der Kapmulde gelegenen „Gauß"-Stationen 104—108 und die „Valdivia"-Stationen 85 und 87.

Für die dem Äquator nahen Stationen „Gauß" 4 und „Gazelle" 26, die ziemlich genau in der Mitte des atlantischen Ozeans liegen, wird wohl kaum jemand an einen Transport der Mineralkörner vom Festlande her denken können. Andernfalls wird er zu erklären haben, weswegen gerade in der Mitte des Ozeans sich kontinentale Mineralkörner in Massen anhäufen, während sie viel näher den Kontinenten ganz oder nahezu ganz fehlen.

JOHN MURRAY möchte für die „Valdivia"-Stationen 85 und 89 an einen Transport der Kontinentalmineralien durch antarktische Eisberge denken. Dies wäre möglich; denn wenn auch wohl die Positionen der beiden Stationen von heutigen Eisbergen nicht mehr berührt werden, so liegen sie doch vielleicht noch innerhalb der Grenzen der diluvialen Eisberge oder hart nördlich davor. Allerdings müßten alsdann die Mineralkörner wesentlich auf den unteren, vielleicht noch diluvialen Teil der Grundproben beschränkt sein, was jedoch nicht der Fall ist. Außerdem zeichnen sich Sedimente, die von Eisbergen beeinflußt sind, durch die höchst ungleiche Korngröße der klastischen Bestandteile aus. Meist liegt grobes und feines Material in ihnen bunt durcheinander. In den Tiefseesanden des südatlantischen Ozeans ist aber das klastische Material auffallend gleichkörnig, und eine gewisse, stets geringe Korngröße, 0,6 bis 0,7 mm, wird fast nie überschritten.

Wenn man aber trotz aller dieser Einwände an dem glazialen Ursprung der Tiefseesande in der Kapmulde festhalten will, so kann man doch unmöglich diese Anschauung auf die dem Äquator nahen Vorkommen der „Gauß"-Station 4 und „Gazelle"-Station 26 übertragen.

Alle diese Überlegungen haben mich zu der festen Überzeugung geführt, daß der Ursprung der südatlantischen Tiefseesande auf keiner der großen Kontinentalmassen, auch nicht auf der antarktischen, zu suchen ist.

Wenn aber die Sandkörner nicht vom Rande des Ozeans stammen können, so müssen sie in diesem selbst ihren Ursprung haben. Man wird also zu der Annahme gedrängt, daß die

Mineralkörner von Aufragungen in den mittleren Teilen des südatlantischen Meeres sich ableiten. Untersuchen wir nun, ob diese Auffassung uns vor Unmöglichkeiten stellt.

Zunächst läßt eine genaue Untersuchung der Tiefseesande erkennen, daß sie trotz der meist sehr bedeutenden Tiefen, in denen sie gelotet wurden, 3931 bis 7230 m, entschieden den Charakter eines ufernahen Sediments besitzen. Würde man so gleichkörnig feine, mit mehr oder weniger Ton vermischte Sande untersuchen, ohne ihre Herkunft zu kennen, so würde man sie zweifellos für küstennahe Ablagerungen aus ungefähr 200 m Tiefe, nie für Sedimente der küstenfernen Tiefsee ansprechen. Zu dem Charakter der klastischen Komponente gesellen sich andere litorale Merkmale. Fast in allen südatlantischen Tiefseesanden kommt Glaukonit vor; wir wissen aber, daß dies Mineral als Neubildung der Uferzone angehört und in der küstenfernen Tiefsee nur ganz außergewöhnlich vorkommt. Sehr charakteristisch für viele Tiefseesande ist ferner das Auftreten von Fischzähnchen, die sonst in Tiefseesedimenten nur ganz vereinzelt gefunden werden. Auch Schwammnadeln, die z. T. ziemlich grob werden, konnten vielfach in ungewöhnlich großen Mengen nachgewiesen werden. Wenn auch Schwammnadeln in Tiefseesedimenten eine weite Verbreitung besitzen, so treten sie in größeren Massen meines Wissens doch nur in Ufernähe auf. Man vergleiche hier das an Schwammnadeln so reiche glaukonitführende Sediment, das in dem Valdivia-Werke auf Taf. XVIII (III) Fig. 2 des X. Bandes von der Agulhas-Bank abgebildet worden ist.

Auf die Herkunft von einem ganz bestimmten und wahrscheinlich in der Nachbarschaft anstehenden Gestein deutet besonders die Zusammensetzung der Mineralkörner im oberen Teile der Grundprobe „Gauß"-Station 4; nach REINISCH hätte man es wahrscheinlich mit einem Hypersthengneis zu tun.

Die einzigen Ablagerungen, die ich mit den Tiefseesanden vergleichen möchte, sind diejenigen, welche der „Challenger" in der Nähe des St. Pauls-Felsens, also ebenfalls in der Mitte des atlantischen Ozeans, lotete. Auch hier stellen sich die kontinentalen Mineralien des St. Pauls-Felsens schon bei einer Tiefe von 3455 m ein, in 2600 und 1430 m Tiefe setzen sie bereits 15 und 30 Proz. des Sediments zusammen und spielen eine größere Rolle als der feinste Schlamm (fine washings). Wenn die Grundproben in der Nachbarschaft des St. Pauls-Felsens nicht so ausgesprochen den Charakter einer sandigen Ablagerung tragen, so liegt das an dem Vorwalten pelagischer Foraminiferen, das sich wiederum durch die verhältnismäßig

geringe Tiefe erklärt. Wären die Sedimente am St. Pauls-Felsen in denselben, sehr großen Tiefen abgelagert, wie die meisten unserer Tiefseesande, so würde die äußerliche Übereinstimmung eine sehr große sein. Der Hauptunterschied würde dann darin liegen, daß die Sedimente am St. Paulsfelsen auf ein altes Olivingestein zu beziehen sind, während der Ablagerung der „Gauß"-Station 4 wahrscheinlich ein Hypersthengneis, den übrigen Tiefseesanden aber quarzreiche krystalline Schiefer oder Tiefengesteine zugrunde liegen.

Die kleine Klippengruppe des St. Pauls-Felsens, die nur bis zu 31 m über den Meeresspiegel emporragt, wird in absehbarer Zeit verschwunden sein. Sie wird von den Wellen bis zu einer Tiefe von etwa 200 m unter dem Meeresspiegel abgetragen werden, in der die Wellenbewegung erlischt. Kein äußeres Anzeichen wird alsdann verraten, daß hier ein steiler Berg aus großer Tiefe bis nahe an die Wasseroberfläche emporragt. Es wird alsdann nicht allzu leicht sein, ihn wieder aufzufinden. Wüßte man aber von der Existenz eines solchen submarinen Berges von vorn herein nichts, so wären die Aussichten, ihn mit dem Lote nachzuweisen, ziemlich gering, die, seinen höchsten Gipfel zu treffen, minimal. Wie engstehender Lotungen es bedarf, um solche submarinen Piks aufzufinden, beweisen die Fahrten der Kabelleger „Dacia" und „International" über die SCHOTT[1]) eingehend berichtet hat.

Ich bin also der Meinung, daß es submarine, bis nahe an den Meeresspiegel aufragende Berge sind, vergleichbar einem bis auf 200 m Meerestiefe abgetragenen St. Pauls-Felsen, von denen sich die hier besprochenen Tiefseesande ableiten.

Aus dem besser durchforschten nordatlantischen Ozean kennen wir eine Anzahl derartiger submariner Berge[2]) (Josephinenbank, 150 m unt. M., Gettysburg-Bank, 59 m unt. M., Seine-Bank, 145 m unt. M., Dacia-Bank, 91 m unt. M. u. a. m.). Sie sollen allerdings jungvulkanischen Ursprungs sein (obgleich dies nicht in allen Fällen erwiesen ist), würden also nicht Tiefseesande von kontinentalem Habitus liefern können.

Aus dem südatlantischen Ozean sind uns allerdings einige isoliert und steil aus großen Tiefen aufsteigende Kuppen bekannt, aber sie scheinen nicht so nahe an die Meeresoberfläche heranzureichen wie nördlich vom Äquator. Nach meiner Auffassung ist dieser Gegensatz zwischen nord- und südatlan-

[1]) Wissenschaftl. Ergebnisse d. Deutsch. Tiefsee-Expedition I, 1902. S. 100.

[2]) Vgl. KRÜMMEL, a. a. O. S. 98.

tischem Ozean lediglich ein scheinbarer und beruht hauptsächlich darauf, daß uns der Meeresboden südlich vom Äquator sehr viel weniger bekannt ist als nördlich von ihm. So ergibt sich die Vorstellung, die wir vom mittelatlantischen Rücken südlich von Ascension besitzen, aus Lotungen, die 2—3 Breitengrade voneinander entfernt sind. Wie würden wohl die Alpen aussehen, wenn wir sie mit der gleichen Genauigkeit vom Luftballon aus anloten und das so gewonnene Bild auf der Karte eintragen würden?

Man gewinnt aus dem Studium der südatlantischen Tiefseesande den Eindruck, daß sie sich auf ganz bestimmte Erhebungen beziehen lassen, die vielleicht nicht allzu schwer aufgefunden werden können. So zeigen die „Gauß"-Stationen 27 bis 29 ein andauerndes Steigen des Sandgehaltes bis zur Station 29, der Kurs des „Gauß" näherte sich also augenscheinlich dem hier angenommenen submarinen Berge. Dabei stieg aber der Meeresboden nur unerheblich an. Eine submarine Bank ist aus der Nachbarschaft der „Gauß"-Station 29 bisher noch nicht bekannt, viel weiter südlich liegt die durch die „Valdivia"-Station 118 (40° 31′ S. 15° 7′ O.) festgestellte Verflachung des Meeresbodens von ca. 5000 auf 2593 m.

Sehr deutlich zeigen die „Gauß"-Stationen 104 bis 107 die Annäherung an den Ursprungsort kontinentaler Mineralkörner bei westlichem Kurse, also mit wachsender Entfernung von der südafrikanischen Küste, an. Von Station 104 mit 2,6 Proz. Sandkörnern steigt der Mineralgehalt andauernd bis Station 107, wo er 35,6 Proz. erreicht. Dann fällt er rasch auf 23,9 Proz. bei Station 108 und verschwindet fast völlig auf Station 109. Interessant ist es, hiermit die geloteten Tiefen zu vergleichen. Sie betragen auf Station 104 4820 m, St. 105 5220 m, St. 106 5190 m, St. 107 5080 m, St. 108 4160 m, St. 109 3230 m. Die Tiefseesande erfüllen also hier gerade den tiefsten Teil der Kapmulde und verschwinden, sobald der Walfisch-Rücken erreicht wird. Auf diesem selbst sind sie weder vom „Gauß", noch neuerdings vom „Planet" festgestellt worden. Es macht durchaus den Eindruck, als ob die Mineralkörner von hochaufragenden Teilen des Walfisch-Rückens in die Kapmulde gespült worden wären.

Ein ähnlicher Zusammenhang wie zwischen Walfisch-Rücken und den Sedimenten der Kapmulde scheint zwischen dem mittelatlantischen Rücken und den beiden äquatornahen Vorkommen von Tiefseesand zu bestehen. Die von der „Gazelle" nördlich von Ascension gelotetete Grundprobe St. 26 stammt wohl sicher vom Westabhange des mittelatlantischen

Rückens, die der Romanche-Tiefe aus einer, wie es scheint, räumlich nicht ausgedehnten, aber außerordentlich steilwandigen und tiefen Einsenkung in diesen. Nach den Lotungen des „Gauß“ ist es durchaus möglich, daß hier der Meeresgrund ein Gebirgsland von alpinem Charakter darstellt. Wenn an den Rändern der steilen Romanche-Tiefe Berge bis nahe an die Meeresoberfläche emporsteigen, das heißt, wenn die steilwandige Tiefe durch ähnliche Erhebungen kompensiert wird, so findet das Vorkommen von Sandkörnern am Boden der Romanche-Tiefe m. E. eine ganz ungezwungene Erklärung.

Über die Bodenverhältnisse in der Nähe der Romanche-Tiefe schreibt aber v. DRYGALSKI[1]):„ Tatsächlich waren die Unebenheiten des Bodens außergewöhnlich stark. So hatten wir am 25. September bei zwei Lotungen, die nur eine Stunde voneinander entfernt waren, wobei das Schiff nördlich treibend etwa einen Kilometer von der Stelle der ersten Lotung abgerückt sein mag, einen Tiefenunterschied von 500 m, und zwar neben einer Stelle, von der wir wenige Tage vorher nur wenig südlich gestanden nnd dabei über 2000 m größere Tiefe gelotet hatten. Wir haben es also mit einem überaus steilen Anstieg des Meeresbodens zu tun, wie man ihn sonst noch nicht kennt.“

Schließlich sei für die „Gauß“-Station 100 südsüdöstlich von Madagaskar, die ebenfalls sehr reiche Sandbeimengungen trotz großer Tiefe (4980 m) besitzt, darauf hingewiesen, daß durch die Arbeiten des „Planet“ in südlicher Verlängerung der madagassischen Ostküste ein Rücken festgestellt wurde, der bis zu 1500 m unter den Meeresspiegel ansteigt. Es ist sehr wohl möglich, daß er für die Sedimentation in der westlich von ihm gelegenen Mulde die gleiche Rolle spielt wie der Walfisch-Rücken für die Kapmulde.

Wenn in der Tat submarine Erhebungen, die bis hart unter den Meeresspiegel hinaufreichen, als Ursprungsort der kontinentalen Tiefseesande aufzufassen sind, so wird damit eine neue Frage gestellt. Sind diese aus alten Gesteinen aufgebauten untermeerischen Berge und Rücken Überreste alter Kontinentalmassen, Horste zwischen tief abgesunkenen Schollen, oder haben sie erst durch junge Erdbewegungen ihre jetzige Höhenlage erhalten?

Für diese Frage ist die Beobachtung von größter Wichtigkeit, daß die Sandkörner meistens im oberen Teil der Grund-

[1]) Zum Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1904, S. 637.

proben reichlicher vertreten sind als im unteren, in einzelnen Fällen sogar völlig auf die oberen Lagen beschränkt sind.

So enthält auf Station 29 der obere Teil 38,3 Proz., der mittlere 47,3 Proz., der untere hingegen nur 14,7 Proz. Sandkörner. Auf Station 107 beobachtete ich oben 35,6 Proz., unten nur 1,9 Proz., auf Station 108 oben 23,9 Proz., unten jedoch nur 0,15 Proz. Sandkörner. Die interessante Grundprobe von Station 4 enthält sie nur in den oberen Teilen, nach unten hin verschwinden sie fast völlig.

Das deutet darauf hin, daß die submarinen Erhebungen ihre heutige Höhenlage erst in jüngster Zeit erhalten haben. Wir hatten bereits festgestellt, daß auch die Krustenbewegungen in den Mulden sehr jugendlichen Alters sind. Es erscheint demnach sehr naheliegend, anzunehmen, daß Senkungen in den Mulden, Hebungen in den Rücken und Piks gleichzeitig auftraten und einander kompensierten.

Diese Ansicht ist schon von HAUG[1]) geäußert worden; er faßt den Atlantischen Ozean als eine riesige Geosynklinale auf, in deren Mitte sich eine Geoantiklinale, die mittelatlantische Schwelle, erhebt. Danach hat man eine weitere Vertiefung der randlichen Mulden und eine Erhöhung des mittleren Rückens zu erwarten.

Auf jugendliche Krustenbewegungen deuten auch die Seebeben hin, die im Gebiete des mittelatlantischen Rückens häufig beobachtet worden sind. Besonders die Strecke zwischen dem St. Pauls-Felsen und der Romanche-Tiefe ist durch eine sehr große Zahl von Seebeben ausgezeichnet; sie scheinen hier häufiger aufzutreten als in irgend einem anderen Meeresteile.

Ist der mittelatlantische Rücken tatsächlich ein Kettengebirge in statu nascendi, vergleichbar in Richtung und Länge den Anden, so muß es von höchstem Reiz sein, durch genaue Lotungen die neu entstehenden Formen und die Art der Sedimente, die sich an den Abhängen des Gebirges bilden, zu verfolgen. Es kann wohl sein, daß hier unsere Anschauungen vom Mechanismus der Gebirgsbildung in ungeahnter Weise befruchtet werden können. Als Beispiel diene eine Aufgabe der einfachsten Art. Ist der St. Pauls-Felsen wirklich ein Teil des submarinen Felsengrundes, der durch gebirgsbildende Kräfte in neuester Zeit über den Meeresspiegel emporgestoßen worden ist, so können sich seine Verwitterungsprodukte nur in den obersten Teilen der Tiefseeablagerungen an seinem

[1]) Traité de Géologie I, Paris 1907, S. 532, vgl. auch Textfigur 38.

Fuße finden. Dringt die Schlammröhre hier tief genug ein, so muß sie alsdann eine Unterschicht antreffen, die noch keine Mineralkörner vom St. Pauls-Felsen enthält. Sie bildete sich zu einer Zeit, als dieser noch nicht in den Bereich der Brandungswellen emporgestiegen war.

Vielleicht würde auch das Rätsel der exotischen Blöcke im Flysch durch die hier angedeutete Art von Untersuchungen seine Lösung finden.

Schluß.

Nach den Befunden der Deutschen Südpolar-Expedition wird man die Schichtung der Sedimente am Boden der heutigen Meere als ein allgemein verbreitetes Phänomen, ihr Fehlen als die Ausnahme zu bezeichnen haben. Eigentlich fehlt wohl Schichtung überhaupt nirgends, nur sind die sich bildenden Schichten an einzelnen Stellen, so z. B. in der antarktischen Packeiszone, zu dick, um mit unseren gewöhnlichen Tiefseeloten durchstoßen zu werden.

Die Forschungen des „Gauß" dürften nachgewiesen haben, daß die Schichtung moderner Sedimente teilweise auf einer Veränderung wichtiger klimatischer Faktoren, teilweise auf Krustenbewegungen beruht. Ein drittes Moment scheint nicht zu existieren. Festzustellen bleibt für die meisten fossilen Schichten noch, welche der beiden Ursachen in jedem einzelnen Falle vorliegt.

Besonders deutlich und regelmäßig tritt Schichtung in den Gesteinen auf, die sich in Geosynklinalen bilden. Ich erinnere an die regelmäßige Schichtung der südostfranzösischen unteren Kreide in bathyaler Facies, an die des alpinen Flysch und ähnlicher, in Flyschfacies entwickelter Gesteine. In den Geosynklinalen ist die Schichtung wohl in erster Linie durch Krustenbewegung zu erklären; ob klimatische Faktoren eine Rolle spielen, steht noch dahin. Die äußerst regelmäßige Aufeinanderfolge oft gleichdicker Schichten deutet auf eine Periodizität des Senkungsvorganges hin, der die Bildung von Geosynklinalen herbeiführt.

Vielleicht gelingt es neuen ozeanographischen Arbeiten, auch am Boden der heutigen Meere eine Periodizität der Ablagerungsbedingungen festzustellen. Möglich ist es, daß schon die 80 cm lange Grundprobe der „Gauß"-Station 28, in der zweimal kalkreiches und kalkfreies Sediment miteinander wechselt, eine solche andeutet.

Wir dürfen unsere Hoffnungen aber noch weiter spannen. Wenn es möglich ist, am Boden der heutigen Meere periodische Krustenbewegungen nachzuweisen, so können wir vielleicht auch über deren Ursachen und ganz besonders über deren Länge etwas erfahren. Es würde dann möglich sein, die Zeit, in der sich ein regelmäßig geschichteter Gesteinskomplex bildete, in absoluten Maßen zu bestimmen.

Manuskript eingegangen am 14. Juni 1908]

9. Die Diadematoiden des württembergischen Lias.

Von Herrn A. Tornquist in Königsberg i. Pr.

Hierzu Tafel XV bis XIX und 10 Textfiguren.

A. Einleitung.
B. Die Morphologie der Diadematoiden-Corona.
C. Die Systematik der liasischen Diadematoiden.
D. Die im Lias bekannten Gattungen.
E. Die Diadematoiden-Arten des württembergischen Lias, als Anhang diejenigen des aargauer Lias.

A. Einleitung.

Die Beschäftigung mit fossilen Echiniden hatte bei mir in den letzten Jahren die Überzeugung erweckt, daß die genaue Kenntnis speziell der im Lias gefundenen, außerhalb der Cidariden stehenden Echiniden einen besonderen Wert für die Beurteilung der Abstammungsverhältnisse der im Jura plötzlich in großer Menge auftretenden Diadematoiden besitzen muß. Kann dieses in demselben Maße allerdings auch von den triadischen Echiniden angenommen werden, so versprach doch zunächst das genauere Studium der viel zahlreicher gefundenen und z. T. nach neueren echinologischen Gesichtspunkten ganz ungenügend durchforschten Lias-Echiniden besonderen Erfolg und einen nennenswerten Fortschritt unserer Kenntnisse von der stammesgeschichtlichen Evolution der späteren regulären Echiniden.

Während unterdessen die französischen Lias-Echiniden durch Lambert eine Neubearbeitung erfahren hatten, sind wir speziell über die süddeutschen Lias-Echiniden außerordentlich wenig orientiert geblieben. Quenstedt hat alle die Diadematoiden noch in die Gattung *Cidaris* eingereiht, und auch bei den neueren Autoren finden wir keine Änderung hierin und keinerlei Versuch, die umfangreiche ausländische Literatur, welche seit Cotteau ganz neue Bahnen einge-

schlagen hatte, zu berücksichtigen und die morphologischen Eigentümlichkeiten zu bewerten. Nur die norddeutschen Lias-Echiniden sind im Jahre 1872 durch DAMES nach neueren Gesichtspunkten untersucht worden; dabei haben die Arten ihre dem damaligen Stande der Echinologie entsprechende generische Stellung erhalten.

Die süddeutschen, und zwar die schwäbischen Lias-Diadematoiden zeigen aber gerade eine große Anzahl ausgezeichneter Merkmale in z. T. sehr schöner Erhaltung, so daß ihr genaues Studium zunächst den besten Erfolg versprach. Die geringe Größe fast aller Arten bietet der Untersuchung allerdings erhebliche Schwierigkeiten, denen aber durch die Benutzung eines der neuen stereoskopischen Doppelmikroskope[1]) erfolgreich begegnet wurde. Die häufige Anwendung von Kalilauge zur Herauspräparation hat ferner ebenfalls manches Neue ergeben.

Das der vorliegenden Bearbeitung zugrunde liegende Material verdanke ich vor allem den Direktoren der geologischen Sammlungen in Tübingen, Stuttgart und Berlin, und spreche ich Herrn Professor Dr. VON KOKEN, Herrn Professor Dr. E. FRAAS und Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. VON BRANCA meinen allerverbindlichsten Dank dafür aus, daß sie mir das wertvolle Material hier in Königsberg zur Untersuchung anvertraut haben; nicht minder dankbar bin ich aber Herrn Pfarrer Dr. ENGEL in Eislingen, welcher mir die nicht so zahlreichen, aber besonders schön erhaltenen Stücke seiner Privatsammlung von Lias-Echiniden, die besonders aus der Umgebung von Eislingen stammen, ebenfalls gesandt hat; letzterem bin ich ferner ebenfalls noch für einige Auskünfte über württembergische Fundpunkte sehr verbunden. Ferner machte mir Herr Professor Dr. FRECH in entgegenkommender Weise auch einige Stücke aus der Sammlung des Breslauer geologischen Instituts zugänglich. Von Herrn Dr. KRANTZ in Bonn konnte ich für die Sammlung des hiesigen Institutes ferner einige Lias-Echiniden kaufen, welche eine immerhin wertvolle Ergänzung zu den sehr wenigen Stücken bilden, welche schon hier vorhanden waren.

Alle diese seit vielen Jahrzehnten zusammengekommenen Sammlungen von württembergischen Lias-Echiniden enthalten

---

[1]) Ein für paläontologische Arbeiten sehr empfehlenswertes Instrument ist das 40fache Vergrößerung erreichende Prismen-Doppel-Mikroskop von E. LEITZ in Wetzlar, welches von mir ständig benutzt wird.

das wichtigste Material von süddeutschen Arten überhaupt; trotzdem es sich um eine sehr bedeutende Stückzahl handelt. ist die Anzahl der Arten doch nur eine geringe, so daß wohl kaum zu erwarten ist, daß andere Sammlungen und Institute noch andere Formen enthalten werden.

Eine wertvolle Ergänzung wird aber wohl die Untersuchung der wenigen Formen aus Bayern, dem Reichslande und aus Baden sein, welche mir vorläufig noch nicht zu Gebote standen.

Die vorliegende Untersuchung soll eine Vorarbeit zur Feststellung der Verwandtschaftsbeziehungen und der Phylogenie der Diadematoiden überhaupt sein. Es sind die Diadematoiden nicht nur die überwiegenden und wichtigsten Echiniden des Lias, sondern die Liaszeit ist auch die Epoche der Entwicklung der Diadematoiden, und die Ableitung der seit dem Dogger so weit getrennten Typen dieser zweiten großen Gruppe der regulären Echiniden voneinander muß von den Liasformen aus erfolgen.

Die in ihrer Art in vieler Hinsicht gewiß vortreffliche neuere „Étude sur quelques échinides de l'infra-lias et du lias“ [1]) von dem ausgezeichneten Echinologen M. J. LAMBERT zeigt bei näherer Betrachtung aber, daß die Systematik der Lias-Diadematoiden noch sehr im argen liegt, und daß es zur Erlangung der notwendigen Basis für eine Beurteilung der Verwandtschaft der Lias-Diadematoiden unerläßlich ist. zunächst jede der vielen Gattungen auf Herz und Nieren zu prüfen, um so einerseits der unendlichen Gattungszerspaltung, welcher neuere französische Autoren fröhnen, zu steuern und andererseits die alten Gattungsdiagnosen wieder präziser herauszuschälen und eine möglichst korrekte Systematik und damit scharfe Übersicht aller Liasformen zu erzielen.

Ich bin mir wohl bewußt, mit der Einziehung einer Anzahl neuer Gattungen den Widerspruch hervorragender französischer Forscher zu erwecken, zumal ich auch des ferneren nachweisen werde, daß ältere Gattungen, bis auf COTTEAU zurück, eine andere als die ihnen neuerdings unterlegte Bedeutung erhalten müssen: in Anbetracht aber, daß ich mich zum Teil in Übereinstimmung mit P. M. DUNCAN befinde. welcher in seinen systematisch und morphologisch nicht hoch genug zu bewertenden Abhandlungen aus den Jahren 1885 [2])

[1]) Bull. de la soc. des sciences hist. et nat. de l'Yonne 1899, 1900.

[2]) On the structure of the Ambulacra of some fossil genera and species of regular Echinoidea. Quart. journ. of geol. soc. **54**, S. 419. London 1885.

und 1891[1]) im Prinzip zu gleichen Ansichten gelangte, nehme ich keinen Anstand, die im folgenden gelegten Grundsätze für die einzig richtigen zu halten.

Schon NEUMAYR hat in seinen „Stämmen des Tierreiches“ (I, 1889, S. 372) auf die sehr eigentümliche liasische Gattung *Mesodiadema* als eine Form hingewiesen, bei welcher kaum zu entscheiden ist, ob sie zu den Cidariden oder zu den Glyphostomen zu rechnen ist, derselbe erörtert auch nach den Untersuchungen von DUNCAN und AGASSIZ die mögliche Ableitung der Diadematoiden (Glyphostomen) von den Cidariden, ohne aber genügend Material gehabt zu haben, sich des näheren über die Bedeutung der übrigen Lias-Diadematoiden in dieser Hinsicht auszulassen.

B. Morphologischer Teil.

Die übergroße Zersplitterung der Lias-Diadematoiden in viele Gattungen, bei denen vielfach entwicklungsgeschichtlich unerhebliche Unterschiede zugrunde gelegt sind, macht einen Überblick äußerst schwierig. Es soll daher zunächst unsere Aufgabe sein, eine scharfe systematische Gliederung auf Grund wichtiger Unterschiede aufzustellen. Zu dem Zwecke fragt es sich vor allem, welchen Eigentümlichkeiten der Echinidencorona wir volle systematische Bedeutung beilegen wollen, so daß sie zur Trennung von Gattungen herangezogen werden können, und welchen Eigenschaften, mögen sie noch so auffallend sein, diese Bedeutung nicht zukommt.

Das Scheitelschild ist bei gewissen Formen sicher in verschiedener Weise entwickelt, im ganzen aber weniger variabel. Die Einfügung einer „suranalen Platte“, welche später zur exzentrischen Lage des Afters bei *Acrosalenia* und *Salenia* führt, ist bei einer Anzahl der Liasformen nachgewiesen, andererseits ist aber der Aufbau des Apikalfeldes bei notorisch verschiedenen Gattungen wieder einander gleich. In den seltensten Fällen ist zudem diese Partie der Corona erhalten. Eine Systematik unter vorwiegender Benutzung der Ausbildung dieses Teiles der Corona ist demnach unmöglich. Äußerst selten sind auch Teile des peristomalen Feldes erhalten. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die glyphostome Ausbildung des Mundrandes bei fast allen Diadematoiden gegenüber den Cidariden darauf

[1]) A revision of the genera and great groups of the Echinoidea. Journ. of the Linnean soc. XXIII, S. 1. 1891.

beruht, daß der Unterschied zwischen den Ambulacraltäfelchen und den Interambulacraltäfelchen bei den Diadematoiden in ihrer Breite zurücktritt, so daß die Aurikeln bei vielen Diadematoiden in gleicher Weise den Ambulacralzonen wie den Interambulacralzonen aufsitzen. NEUMAYR hat hervorgehoben, daß aus diesem Grunde dann ein Hinübertreten der Ambulacraltäfelchen von der Corona auf das Peristomhäutchen, wie es bei *Cidaris* eintritt und den holostomen Charakter bedingt, bei den Diadematoiden so gut wie ausgeschlossen ist; für eine Trennung der einzelnen Diadematoidengattungen reicht aber auch die mehr oder minder deutliche Ausbildung dieser Umformung nicht aus.

Für die Trennung der Gattungen verbleibt demnach nur die Beschaffenheit der Ambulacralregionen und Interambulacralregionen. Die Ausbildung der ersteren wechselt dabei natürlich viel erheblicher als diejenige der Interambulacralregionen. Bei ihnen ist außer der wechselnden Ausbildung der Stachelwarzen auch noch ein bemerkenswerter Wechsel in der Anlage der Ambulacralporen zu erkennen.

Die Ausbildung der Ambulacralregionen ist für die Systematik unbedingt das wichtigste Kriterium; schon DUNCAN hat in den oben genannten Abhandlungen auf die große Bedeutung dieses Teiles der Corona hingewiesen.

Die Umgestaltung der Ambulacralregion ist zugleich der wesentlichste Vorgang in der Entwicklung der Diadematoiden, so daß wir aus der Beschaffenheit derselben sowohl den Grad der Abänderung von den Cidaroiden als auch die Verwandtschaft der Formen untereinander erkennen können.

Die scharfe Grenze zwischen den aus dem jüngeren Palaeozoicum aufsteigenden Cidaroiden und den im älteren Mesozoicum beginnenden Diadematoiden beruht in dem sich langsam immer mehr vergrößernden Anteil, welchen die Ambulacralregionen am Aufbau der Corona gewinnen.

Die Cidariden besitzen schmale, einfache, primäre Ambulacraltafeln, welche mit je einem horizontal stehenden, auf jeder Seite des Ambulacralfeldes genau unter dem folgenden stehenden Porenpaar versehen sind; außerdem tragen sie nur kleine Körnerwarzen (Fig. 1). Die Ambulacralregion bleibt vom Scheitel bis zum Mundschild schmal und setzt sich auf das Peristomfeld fort, wo sie zugleich imbriziert[1]). Wie ich

[1]) Vgl. TORNQUIST, Das fossilführende Untercarbon am östlichen Roßbergmassiv in den Südvogesen. III. Beschreibung der Echinidenfauna. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothr. V, 1897.

früher gezeigt habe, greifen die Interambulacraltafeln über diese Ambulacralregionen bei der paläozoischen Gattung *Archaeocidaris* über; dasselbe ist nach DOEDERLEIN[1]) auch noch bei triadischen Cidariden der Fall. Erst die Interambulacra der späteren Cidariden sind an vertikal zur Oberfläche der Corona stehenden Flächen mit den Ambulacralfeldern verwachsen. Diese *Cidaris* des Jura bleibt dann ein äußerst konservativer Typus bis in unsere Jetztzeit hinein.

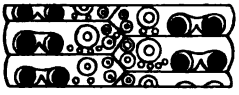


Fig. 1.
Goniocidaris biserialis (nach DÖDERLEIN).

Die zweite große Gruppe der Regulares, die Glyphostomen oder Diadematoiden, entwickelt breitere Ambulacraltafeln, welche mit immer größer werdenden, schließlich den interambulacralen gleichkommenden Hauptwarzen bewehrt sind, und erhält ferner komplizierter angeordnete und ausgebildete Ambulacralporenpaare. Beides hat eine teilweise Verschmelzung einer Anzahl von Ambulacraltafeln und eine allgemeine Verbreiterung der Ambulacralregionen zur Folge. Die Ursache dieser Umformung sehe ich in dem Bestreben, zahlreichere Hauptstachelwarzen und damit mehr große Stacheln und andererseits zahlreichere Ambulacralfüßchen zu erwerben. Die Folge dieser höheren Ausbildung der Ambulacralregionen ist eine viel stärkere Anteilnahme derselben am Aufbau der Corona und eine so viel größere Verbreiterung derselben besonders am peristomalen Rande, daß schließlich die Aurikeln auch den Ambulacralregionen aufgesetzt sind.

Mit dem Erwerb dieser Eigentümlichkeit geht nun eine große Anzahl weiterer Umformungen der Ambulacralfelder Hand in Hand, welche recht komplizierte Erscheinungen darstellen.

Bei den primitiveren Diadematoiden, den im folgenden als *Prodiadematidae* bezeichneten Echiniden, sind die einfachen Ambulacraltafeln der Cidariden noch erhalten; die Porenpaare sind einzeilig, genau untereinander gesetzt und

[1]) DOEDERLEIN, Eine Eigentümlichkeit triassischer Echinoideen N. Jahrb. Min. 1887, II, S. 1.

manchmal sogar noch horizontal gestellt, wie es das nebenstehende Schema bei der Gattung *Mesodiadema* (Fig. 2) zeigt. Die Porenpaare sind hier aber schon stets in einer Versenkung gelegen, die von einem erhabenen Rand, dem Peripodium, umrandet ist. Dieses Peripodium bleibt bei fast allen Diade-

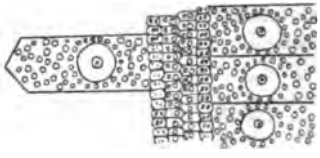


Fig. 2.

Mesodiadema marconissae Lor. sp. (nach Neumayr).

matoiden deutlich erhalten; nur bei einer Gruppe, den *Echininae* mit ihren Vorläufern (*Prototiara*), wird es wesentlich modifiziert.

Bei anderen primitiven *Prodiadematidae* stellt sich dann eine andere Eigentümlichkeit in der Anlage der Porenpaare ein, die oligopore Ausbildung; bei derselben sind die Porenpaare nicht horizontal, sondern schief gestellt; stets konvergieren die beiden Porenpaare einer Ambulacralregion dann nach dem Munde zu und divergieren nach oben; d. h. die innere Pore eines jeden Paares steht adoral gegenüber der äußeren Pore, so wie es die nebenstehende Abbildung einer

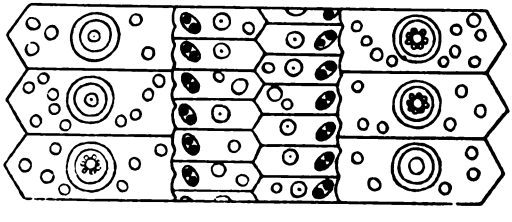


Fig. 3.

Hemipedina olifex (Qu. sp.) s. Taf. XV, Fig. 3, dieser Abhandl.

Ambulacralregion bei *Hemipedina* zeigt. Bei allen diesen Formen sind die Stachelwarzen der Ambulacralfelder stets beträchtlich kleiner als diejenigen der Interambulacralfelder.

Stärker vom Cidariden-Typus abweichend werden die Ambulacraltäfelchen der anderen Diadematoiden. Das Peri-

podium und die oligopore Ausbildung bleiben, es herrscht aber das Bestreben, andauernd größere Stachelwarzen auf den Ambulacralfeldern auszubilden; die Folge ist, daß sich die einfachen primären Ambulacraltäfelchen in zusammengesetzte umformen. Die nach innen zu gelegene Tafelpartie zeigt wegen der dort entstehenden großen Stachelwarzen das Bestreben, sich immer weiter zu vergrößern, um dieser großen Stachelwarze immer mehr Platz zu geben, andererseits soll aber einem bei Beibehaltung der einfachen Täfelchen erfolgenden Rückgang der Anzahl der Porenpaare und der Ambulacralfüßchen entgegengewirkt werden. Daraus resultiert die Bildung von größeren Innentäfelchen neben sehr zahlreichen Poren-

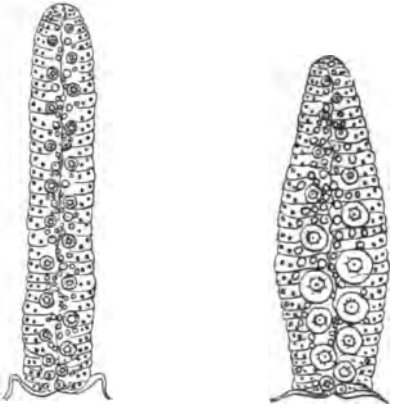


Fig. 4.
Pseudodiadema (nach COTTEAU).

täfelchen. Die Bildung größerer, stachelwarzentragender Innentafeln (majeurs der Franzosen) geht durch Verschmelzung von mehreren Ambulacraltäfelchen vor sich. DUNCAN hat in seiner oben zitierten Arbeit (1885) diesen Vorgang genauer untersucht. Die ursprünglichen Grenzen der verwachsenen Täfelchen sind zwar nur selten scharf zu erkennen; SLADEN[1]) hat im Jahre 1883 bei *Coelopleurus Pratti* D'ARCH. aus dem indischen Oligocän solche zum erstenmal deutlich dargestellt. DUNCAN will in dieser Ausbildung zwar nur eine Vergrößerung und ein Wachstum der Innentafeln erblicken; ich glaube aber deutlich erkennen zu können, daß es sich hier um eine Ver-

[1]) Palaeontologia indica (14) IV, Taf. 39, Fig. 12.

schmelzung von Täfelchen handelt. Ein noch recht einfaches Stadium dieses Vorganges ist auf der vorstehenden Figur 4, der von COTTEAU (Pal. franç., Taf. 322, Fig. 9, 14) bei *Pseudodiadema* beobachteten Beschaffenheit von Ambulacralfeldern zu ersehen.

Diese Ausbildung wird schließlich eine sehr komplizierte. Es können mehr als fünf ursprünglich einfache Ambulacraltäfelchen verwachsen, so daß mehr als fünf Porentäfelchen auf ein großes Innentäfelchen kommen. Während nach LOVÉN die Bildung aller Täfelchen am Rand des Scheitelschildes erfolgt und diese in ihrem Vorrücken bis zum Äquator der Corona immer weiter wachsen, erfolgt am peristomalen Rand wiederum eine Resorption. Die Verschmelzung geht daher zum Teil während des Wachstums der Täfelchen und ihres Vorrückens

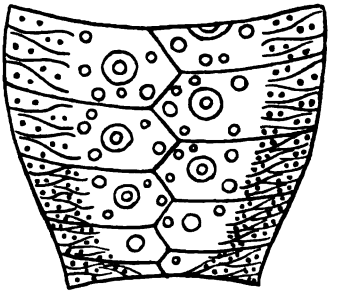


Fig. 5.

Cyphosoma pseudodiadema AG. sp. (Orig. Königsberger Sammlung).

nach unten, peristomwärts, vor sich. Bei der Resorption am Peristom werden dabei in erster Linie die stacheltragenden Innentäfelchen betroffen, während auch bei diesem Vorgang wieder das Bestreben erkennbar wird, die Ambulacralfüßchen und daher die porentragenden Außentäfelchen möglichst zu konservieren. Daraus erklärt sich die Anhäufung und vielfach das regellose Zusammendrängen allein von Porentäfelchen ohne dazugehörige Innentafeln am peristomalen Rand. Ein Beispiel, wie stark dieses in die Erscheinung treten kann, gibt die nebenstehende Fig. 5 bei *Cyphosoma*. Hier von einem Einschieben neuer Porentafeln zu sprechen, wie DUNCAN es tut, erscheint mir nicht gerechtfertigt.

Die Häufung der Porentäfelchen im Gegensatz zu den Innentafeln der Ambulacralzonen kann ich nur auf eine Ver-

schmelzung von Mittelteilen mehrerer ursprünglich einfacher Ambulacraltafeln zu **einer** Innentafel auf den Flanken und auf eine starke Resorption derselben am peristomalen Felde zurückführen, neben welcher das Bestreben der Erhaltung aller Ambulacralfüßchen einhergeht.

Fig. 6.

Diademopsis Bakeri WRIGHT sp. COTT. nach COTTEAU.

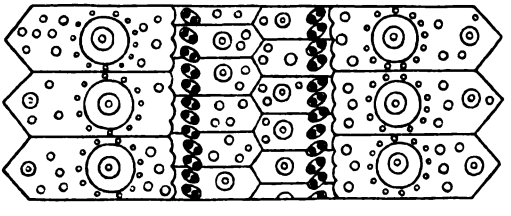


Fig. 7.

Diademopsis Heeri LOR. s. Taf. XVII, Fig. 2, dieser Abhandlung.

Gegenüber den *Prodiadematidae* stellen die *Diadematidae* daher diejenigen regulären Echiniden dar, bei welchen die einfachen Primärtäfelchen der ersteren in die zusammengesetzten Ambulacraltafeln aller höheren Diadematiden übergehen.

Aber noch eine andere Anordnung der Poren wird bei den Diadematiden allmählich neu erworben. Die Einzeilig-

keit der beiderseitigen Porenpaare geht nach und nach verloren. Zunächst treten die Porenpaare zu kurzen Bogen zusammen, so wie es die vorstehenden Fig. 6 und 7 bei *Diademopsis* zeigen. Diese Anordnung geht aber dann in deutliche Zwei- und Dreizeiligkeit über. Die Porenpaare rücken gegeneinander derart seitlich auseinander, daß sie nur alternierend und später nur jedes dritte übereinander stehen.

Die bogenförmige Anordnung und Zwei- und Dreizeiligkeit gehen unmerklich durch unzählige Übergänge ineinander über (Fig. 8 u. 9). Morphologisch zu erklären ist diese Aus-

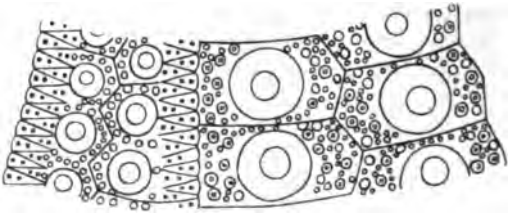


Fig. 8.
Leiosoma Lamberti Cott. (nach Cotteau).

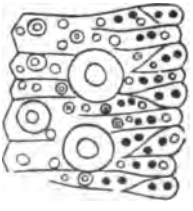


Fig. 9.
Stomechicus caevis Cott. (nach Cotteau).

bildung dadurch, daß bei der weiteren Zusammendrängung von Porenpaaren die Bewegungsfreiheit und Benutzung der vielen Ambulacralfüßchen durch eine Vielzeiligkeit ganz bedeutend erhöht und schließlich allein ermöglicht wird. Es bedeutet diese Ausbildung nur eine Potenzierung des oben geschilderten Bestrebens, dem Echinid möglichst zahlreiche, aktionsfähige Ambulacralfüßchen zu erwerben.

Die Entwicklung dieser komplizierteren Gestaltungen der Ambulacraltafeln nimmt im Lias seinen Ausgang, und

zwar, wie hier besonders hervorgehoben werden muß, nach dem Auftreten der irregulären Echiniden, welche diese Merkmale auch in der Tat im Jura nicht besitzen. Hieraus geht wohl die Wichtigkeit der genauen Kenntnis der Lias-Echiniden für die Genesis des Echinidenstammes überhaupt zur Genüge hervor.

Diese Betrachtung dürfte zugleich klar gezeigt haben, wie groß die entwicklungsgeschichtliche Bedeutung des Ambulacralfeldes bei den Diadematoiden ist, und wie berechtigt eine Systematik und Trennung der Gattungen gerade nach der Beschaffenheit der Ambulacralfelder ist. Mögen auch in der Ausbildung dieser Verhältnisse hier und da Rückschläge erfolgt sein, so ist sie doch viel regelmäßiger und zielbewußter erfolgt als diejenige vieler anderer zur Gattungstrennung benutzter Merkmale der Coronen. Ich nenne hier nur die Trennung nach gekerbten und ungekerbten interambulacralen Stachelwarzen, welche erfahrungsgemäß wiederholt gebildet, wieder verloren und neugebildet worden sind, wovon später die Rede sein wird.

C. Die Systematik der ältesten Diadematoiden.

Es fragt sich nun, wie weit wir diesen festgestellten Entwicklungsgang der Ambulacraltafeln auf die Systematik der ältesten Diadematoiden, auf diejenigen des Lias und die zweifelhaften der Trias, anwenden können.

DUNCAN teilt seine den *Cidaroida* gegenübergestellten, regulären *Diadematoida* in die beiden Ordnungen der *Streptosomata* und *Stereosomata*, wobei die ersteren die seltenen, mit beweglicher Corona versehenen Formen wie die rezenten Echinothuriden enthalten, die hier außer Betracht gelassen werden können, da sie ganz gelegentliche, jüngere Seitenformen der jüngeren Stereosomen darstellen. Unter den stereosomen Diadematoidea sind vom Lias aber nur die Familie der *Saleniidae* in Form der Gattung *Acrosalenia* und die Familie der *Diadematidae* vorhanden. Nach DUNCAN zerfallen die *Diadematidae* in vier Subfamilien: die *Diadematinae*, *Diplopodinae*, *Pedinae* und *Orthopsinae*; diese Einteilung beruht auf der Verschiedenheit der Ambulacralzonen. Die Subfamilie der *Orthopsinae* soll einfache primäre Ambulacraltafeln besitzen mit einreihigen Poren. Ich kann das für die Gattung *Orthopsis* aber nicht bestätigen; wenn bei ihr auch noch eine unvollständige Verwachsung der Am-

bulacraltäfelchen vorliegt, so kommen doch auf jede der großen Ambulacralwarzen ca. 4 Porenpaare, die eine deutliche Trennung von inneren Warzentafeln und äußeren Porentäfelchen erkennen lassen. Es können in eine solche Gruppe vielmehr allein die primitivsten *Diadematoida* zusammengefaßt werden, wie sie ausschließlich nur bis zum Lias vorkommen. Ich schlage daher vor, diese oben besprochene, ungeheuer einfache Ausbildung der Ambulacra zur weiteren Trennung dieser Formen von allen übrigen *Diadematoida* zu benutzen und sie als *Prodiadematidae* den *Diadematidae* überhaupt gegenüberzustellen. Von den letzteren kommen dann im Lias nur Vertreter der DUNCANschen Subfamilie der *Diadematinae* und der *Pedinae* vor. Die *Diplopodinae* sind ausnahmslos jüngere Formen. Unter den *Diplopodinae* kennt DUNCAN nur zwei jurassische Gattungen: *Diplopodia* und *Phymechinus*, unter den *Pedinae* läßt er nur folgende, mit Ausnahme der zuerst genannten Gattung, alle erst vom Dogger ab erscheinende Gattungen, *Pedina*, *Pseudopedina*, *Stomechinus*, *Heterocidaris* und *Polycyphus* gelten. In allen Gruppen sind dann natürlich noch zahlreiche andere cretaceische, tertiäre und rezente Gattungen einzuordnen. Unter den *Diadematinae* kennt DUNCAN außer *Diadema* dagegen nur die rein jurassischen Gattungen: *Placodiadema*, *Pleurodiadema* und *Magnosia*. Er streicht die oft genannte Gattung *Pseudodiadema* und erkennt den liasischen *Diademopsis*, *Microdiadema* und *Hemipedina* nur die Rolle von Untergattungen von *Diadema* zu.

LAMBERT hat in seiner oben zitierten Arbeit sehr viel mehr liasische Diadematoidengattungen namhaft gemacht; er unterscheidet *Diademopsis*, *Hemipedina*, *Palaeopedina*, *Mesodiadema*, *Eodiadema* und *Prototiara*. Als ebenfalls im Lias vorkommend führt derselbe Autor schließlich noch in einer am Ende seiner Arbeit gegebenen Liste an: *Pseudodiadema*, *Glyptodiadema*, *Microdiadema*, *Pedina* und *Acrosalenia*. Über alle diese Angaben und Gattungen wird nun im folgenden bei der kritischen Betrachtung der im Lias bis heute nachgewiesenen Gattungen die Rede sein.

Die im folgenden zugrunde gelegte, sich auf die Entwicklung der Ambulacralregionen beziehende Systematik der *Diadematoidea* hat mich aber zu dem folgenden Schema geführt.

Die sterosomen Diadematoidea der Liasstufe zerfallen in:

I. Familie *Prodiadematidae*

von welcher folgende Gattungen im Lias bekannt sind:

1. *Mesodiadema*
2. *Hemipedina* (*Eodiadema*)
3. *Prototiara*.

II. Familie *Diadematidae*

mit folgenden im Lias bekannten Gattungen:

4. *Diademopsis*
5. *Pseudodiadema*
6. *Engelia*
7. *Microdiadema*
8. *Palaeopedina*
9. *Pedina*
10. *Acrosalenia*.

Der Grund, die *Prodiadematidae* abzutrennen und sie allen jüngeren Formen gegenüberzustellen ist der, daß sie allein noch nahe Beziehungen zu den *Cidaroida* zeigen.

D. Die Lias-Gattungen.

I. Familie *Prodiadematidae*.

In dieser Familie vereinige ich alle Diadematoiden, welche einfache, nicht in Warzen- und Porentafeln getrennte und unverwachsene Ambulacraltafeln besitzen, auf denen je ein Porenpaar einer jeden ambulacralen Hauptwarze entspricht.

Durch diese einfache Beschaffenheit der Ambulacraltäfelchen zeigen diese Formen noch eine große Ähnlichkeit mit cidaroiden Ambulacraltäfelchen. Besonders ist dieses bei der Gattung *Mesodiadema* der Fall, welche sogar noch horizontal gestellte Porenpaare besitzt, und in deren nächste Nähe wohl die als *Cidaris regularis* MSTR. in der Literatur benannte triadische Echinidenform von St. Cassian gehören mag. Von der Gattung *Cidaris* unterscheiden sich diese primitivsten Diadematoiden nur durch die breitere Form und den ungeschlängelten Verlauf ihrer Ambulacralregionen. Immerhin ist die Breite der Ambulacralregion selbst am peristomalen Rand stets erheblich geringer als bei den übrigen Diadematoiden.

Die mit schief gestellten Porenpaaren versehenen Prodiadematoiden sind den Diadematiden schon ähnlicher, bei ihnen werden die Ambulacralregionen peristomalwärts breiter, erreichen aber nie die Breite der Interambulacralzonen. Bei der Gattung *Hemipedina* stellt aber die randliche Überlagerung der Interambulacraltafeln über die Ambulacraltafeln ein altertümliches Merkmal dar, welches zu der primitiven einfachen Ausbildung der Ambulacraltafeln noch hinzukommt.

Eine sehr eigentümliche Gattung ist das rezente *Aspidodiadema*, welches ebenfalls einfache Ambulacraltäfelchen mit je einer Pore besitzt, so daß auch diese Gattung vielleicht in die *Prodiadematidae* einzureihen ist. Genetisch dürfte diese rezente Gattung aber mit den anderen ausschließlich liasischen Prodiadematiden nichts zu tun haben. AGASSIZ hat in seinem „Report on the Echinoidea dredged by H. M. S. Challenger" (1881) diese Gattung genauer beschrieben und abgebildet, nachdem er sie kurz vorher (1879) neu aufgestellt hatte. Er hebt ihre intermediäre Stellung zwischen den Cidariden und den Diadematiden besonders hervor, erkennt ihr aber auch Beziehungen zu *Salenia* und *Hemicidaris* zu. Bei der außerordentlichen Übereinstimmung der Interambulacraltafeln und ihrer Hauptstachelwarzen mit denen von *Cidaris* bin ich am ehesten geneigt, *Aspidodiadema* für eine rezente Abzweigung von *Cidaris* anzusehen. Wir sehen in dieser Gattung eine spätere Wiederholung der Abwandlung cidarider Formen in prodiadematide durch Verbreiterung der Ambulacralregionen. Diese sind bei *Aspidodiadema* sogar so breit geworden, daß sie die Breite der Interambulacralzonen am peristomalen Rand um ein Erhebliches übertreffen.

1. Gattung: *Mesodiadema* NEUM.

Typus: *Mesodiadema marconissae* DE LOR. sp.

Die Diagnose NEUMAYRS lautet: „Reguläre Seeigel mit schmalen, bandförmigen, geraden Ambulacren, deren Porenpaare zu ganz einfachen Reihen ohne Bildung von zusammengesetzten Großtafeln angeordnet sind; Ambulacralzonen nur granuliert, von oben bis unten gleich, Interambulacra mit einer großen, glatten, durchbohrten Stachelwarze auf jeder Tafel. Scheitel unbekannt, Peristom kaum eingeschnitten. Gesamtgestalt deprimiert. *Pseudodiadema*-ähnlich."

NEUMAYR[1]) begründet diese Gattung auf einen von P. DE LORIOL[2]) aus dem mittleren Lias (Zone der *Terebratula aspasia*) von Camerino in Toscana als *Hemipedina marconissae* MEN. beschriebenen Echiniden.

Diese Gattung stellt den einfachsten Typus aller *Diademoidea* des Lias dar. Auch P. DE LORIOL hebt in seiner Beschreibung die gerade Stellung der Poren besonders hervor und die einfache, uniseriale Stellung der Porenpaare. Auch das Fehlen jeglicher Großplatten (getrennter Warzentäfelchen) und davon getrennter Porentäfelchen ist ein äußerst primitives Merkmal. Auf jedes Ambulacraltäfelchen kommt stets ein Porenpaar. Die Porenpaare sind ferner in einer kleinen Einsenkung gelegen, welche horizontal steht.

Die Diadematoidenmerkmale sind in dem Vorhandensein von zwei größeren Wärzchen auf jedem Ambulacralfeld und in der Rückbildung der interambulacralen Hauptstachelwarze zu erblicken, welche klein und nicht crenuliert ist und von einem Feld von kleinen Tuberkeln umstellt ist.

Bei *Mesodiadema marconissae* ist die Hauptwarze außerdem dem adambulacralen Rand mehr genähert als der interambulacralen Mittellinie.

Neuerdings ist diese Gattung von J. LAMBERT diskutiert worden. Derselbe hat aber der horizontalen Stellung der Porenpaare entschieden zu wenig Beachtung geschenkt, da er glaubt, *Cidaris criniferus* QUENST. aus dem oberen Lias Schwabens und *Cidaris olifex* QUENST. aus Lias α in diese Gattung einreihen zu dürfen. Im deutschen Lias ist kein Echinid bekannt, welcher die oben hervorgehobenen Merkmale von *Mesodiadema* besitzt. Ebensowenig ist daran zu denken, den von QUENSTEDT als *Leptocidaris blaburensis* aus dem Kimmeridge Schwabens abgebildeten Echiniden[3]) als ein *Mesodiadema* anzusprechen.

Mesodiadema marconissae ist zunächst für eine *Cidaris*-Art gehalten worden und sodann von MENEGHINI für *Hemicidaris*. Die Hemicidariden haben aber bekanntlich stets zusammengesetzte Ambulacraltäfelchen, meist auf dem ganzen Ambulacralfeld, sonst jedenfalls in der Nähe des peristomalen Feldes; außerdem nehmen die Ambulacralregionen der Hemicidariden bekanntlich bis zu dem peristomalen Rand so stark an Breite zu, daß sie dort in der Breite den Interambulacralregionen

[1]) Die Stämme des Tierreiches, I., 1889, S. 372.

[2]) Description des Echinides des environs de Camerino, Toscane. Mém. de la soc. de phys. et d'hist. nat. de Génève 1882, XXVIII, S. 8.

[3]) Atlas zu den Echiniden, 1874, Taf. 69, Fig. 72.

mindestens gleichkommen. Den Cidariden kommt *Mesodiadema* durch den Besitz der einfachen Ambulacralfelder gleich, wenn letztere auch nicht so schmal und nicht geschlängelt sind; an sie erinnert nach NEUMAYR aber auch das fast vollständige Fehlen von Peristomaleinschnitten, während die Ausbildung der Warzen wiederum einen anderen Typus darstellt. Immerhin werden wir mit NEUMAYR vorziehen, *Mesodiadema* schon zu den Glyphostomen (*Diadematoidea* DUNCAN) zu stellen.

Aber auch die Einreihung in die *Diadematidae* ist nicht möglich. Hierfür würde sprechen die gleichmäßige Breite der Ambulacralregionen vom Scheitel bis zum Mundschild, ferner die eine überwiegende Stachelwarze auf jedem Ambulacralfeld. Das Vorhandensein der einfachen Ambulacralfelder würde dagegen eine erhebliche Erweiterung der Familiendiagnose erfordern. Jedenfalls steht *Mesodiadema* aber den *Diadematidae* näher als den *Hemicidaridae*. Viel näher sind seine Beziehungen aber zu der gleich zu besprechenden Gattung *Hemipedina*, so daß beide als Gruppe der *Prodiadematidae* zusammengefaßt werden können.

Es ist neuerdings eine zweite Art dieser wichtigen Gattung *Mesodiadema* von AIRAGHI[1]) aus dem mittleren Lias von Rocchetta bei Arvecia beschrieben worden. Dieses *Mesodiadema Lamberti* AIR. besitzt ein sehr kleines Peristomfeld, sehr enge Ambulacralfelder und steht den Cidariden damit noch beträchtlich näher. Die Warzen der Ambulacralfelder sind aber (nach AIRAGHI besonders an der Oberseite [?]) so groß, daß sie an die Hauptstachelwarzen der Interambulacra hinanreichen.

Die nächsten Beziehungen der Gattung *Mesodiadema* bestehen ohne Zweifel zu anderen, später zu besprechenden Liasformen und dann vielleicht zu einigen Trias-Echiniden wie *Cidaris regularis* MSTR.

Eine weitere Gruppe primitiver Lias-Echiniden stellen die drei bisher unterschiedenen Gattungen *Eodiadema*, *Hemipedina*, *Prototiara* dar. Alle drei weichen dadurch von dem einfachsten Urdiadematoid-Typus ab, daß die Porenpaare nicht horizontal, sondern schief gestellt sind. Von diesen Gattungen ist *Eodiadema* von DUNCAN zu der Unterfamilie der *Orthopsinae* der *Diadematidae* gestellt worden, weil sie einfache primäre Ambulacralplatten besitzt. Es ist eine solche Zu-

[1]) Atti della soc. ital. di sc. nat. e del museo civico in Milano. 44, 1905, S. 1.

teilung aber nicht gerechtfertigt, weil die Gattung *Orthopsis* wohl einzeilige Ambulacralporen, aber keineswegs einfache, d. h. primäre, Ambulacralplatten aufweist. *Eodiadema* hängt so nahe mit *Hemipedina* zusammen, daß ich beide Gattungen zusammenfasse. *Hemipedina* sieht DUNCAN aber andererseits als Untergattung von *Diadema* (syn. *Pseudodiadema*) an. Der gleiche Unterschied wie zwischen *Eodiadema* und *Orthopsis* ist aber zwischen *Hemipedina* und *Diadema* vorhanden.

2. Gattung: *Hemipedina.*

Typus: *Hemipedina Etheridgi* WRIGHT.

Die Gattung ist von WRIGHT im Jahre 1855 aufgestellt worden und hat dann in seiner „Monograph on the british fossil echinodermata of the oolitic formations", I, 1857—1878, eine genauere Darstellung erfahren. Es sind von WRIGHT aber eine große Zahl von Arten in dieser Gattung vereint worden, welche nicht zusammenbleiben können. Alle seine liasischen Arten sind durch ein sehr wesentliches primitives Merkmal von seinen mitteljurassischen Formen unterschieden, und ist es zu bedauern, daß WRIGHT gerade die Bedeutung dieses Merkmals entgangen ist. Dieser Unterschied beruht in der Beschaffenheit der Ambulacraltäfelchen. Die Liasarten haben einfache primäre Täfelchen, während die Doggerarten zusammengesetzte Täfelchen, d. h. mehrere randliche Porentäfelchen auf einer größeren mittleren Warzentafel, besitzen. Bei einigen Dogger- und Malmformen sind zwar die einfachen Täfelchen auch noch in der nächsten Nähe des Scheitels vorhanden, ganz überwiegend sind aber die zusammengesetzten Täfelchen; trotzdem ein direkter Übergang zwischen beiden Typen wohl demnach vorhanden sein dürfte, unterliegt es doch keinem Zweifel, daß die Trennung beider Typen eine unbedingt notwendige ist.

Der Grund, daß WRIGHT dieser entwicklungsgeschichtlich so wichtige Unterschied zwischen den liasischen und den mittel- und oberjurassischen Arten entgangen ist, scheint in der nicht besonders günstigen Erhaltung seines Materials zu liegen, jedenfalls ist auf den auf seiner Tafel IX abgebildeten Stücken die Begrenzung der einzelnen Interambulacraltafeln meist fortgelassen und nur bei seiner *Hemipedina Bowerbanki* zur Darstellung gekommen.

Da der Typus der Gattung *Hemipedina H. Etheridgi* ist, so kann kein Zweifel bestehen, daß dieser Gattungsname

auf die Liasarten mit den einfachen, primären Ambulacraltafeln beschränkt werden muß. Seine Hemipedinen der jüngeren Jurahorizonte sind dagegen Diamatiden, welche vollständig in die Gattung *Diademopsis* aufgenommen werden können.

Aus Frankreich hat COTTEAU in der Paléontologie française keine *Hemipedina* aus dem Lias beschrieben; auf alle von ihm aus dem mittleren und oberen Jura mitgeteilten Arten trifft das oben von den englischen Arten Gesagte zu; sie besitzen überwiegend deutlich erkennbar zusammengesetzte Ambulacraltäfelchen und sind von *Diademopsis* durch kein wesentliches Merkmal getrennt. Die hervorragende Autorität COTTEAUs gelangte bezüglich der Beziehungen seiner als *Hemipedina* angesprochenen Arten zu *Diademopsis* zu folgenden Schlüssen[1]): „Le genre dont il (*Hemipedina*) se rapproche le plus est certainement le genre *Diademopsis*. Les différences n'ont que peu d'importance, aussi ce n'est pas sans hésitation que nous avons maintenu dans la méthode le genre *Diademopsis*; la limite entre les deux types est quelquefois difficile à préciser." Bei *Diademopsis* heißt es[2]): „Le genre *Diademopsis*, démembré par DÉSOR des *Pseudodiadema*, en diffère par ses tubercules lisses au lieu d'être crénelés. Ce dernier caractère le rapproche des *Hemipedina* dont il est très voisin; il ne s'en éloigne que par ses tubercules principaux placés sur le bord externe des plaques interambulacraires, ce qui fait paraître la zone miliaire très large et donne à ce genre un aspect particulier." Die mehr randliche Lage der Hauptwarzen wird man aber bei der Fülle der heute bekannt gewordenen fossilen Echiniden nicht mehr als Gattungsunterscheidungsmerkmal gelten lassen dürfen. Dieses Merkmal ist aber zudem gar nicht immer vorhanden, man wird dasselbe vergeblich bei dem Vergleich der COTTEAUschen Abbildungen von *Diademopsis minima* (Taf. 380, Fig. 12) und *Hemipedina icaunensis* (Taf. 390, Fig. 9) aufsuchen. Auch fällt die Benutzung dieses Merkmales bei den vielwarzigen Interambulacraltafeln vom Typus der *Diademopsis bonissenti* (Taf. 387) so wie so fort. Praktisch kam die Trennung der beiden Gattungen bei COTTEAU nur so zum Ausdruck, daß er die liasischen Arten zu *Diademopsis* und die jüngeren zu *Hemipedina* rechnete, trotzdem der WRIGHTsche Typus von *Hemipedina* ein Lias-Echinid war. Nach dem oben Ausgeführten ist eine Vereinigung der von COTTEAU zu *Hemipedina* gestellten französischen Formen

[1]) S. 479.
[2]) S. 440.

mit dieser Gattung ebenso unmöglich, wie die Vereinigung der englischen Mittel- und Oberjuraformen mit dem WRIGHTschen Typus der *Hemipedina Etheridgi* mit den einfachen Ambulacraltafeln. Auch die französischen Hemipedinen sind zu *Diademopsis* zu stellen.

Ebenfalls LAMBERT hat in seiner mehrfach angeführten Arbeit keine *Hemipedina* aus französischem Lias gekannt. Seine *H. Lovieri* COTT. (LAMBERT S. 46) ist von COTTEAU schon zu *Diademopsis* gestellt worden. Sie besitzt zusammengesetzte Ambulacraltafeln.

Auch LAMBERT zeigt aber durch diese Zuteilung, daß er die Gattung *Hemipedina* nicht in dem Sinne von *Hemipedina Etheridgi* aufgefaßt hat.

DUNCAN hat sodann im Jahre 1889 (publiziert 1891)[2]) eine neue Gattung *Eodiadema* aufgestellt, welche aber ihrerseits mit *Hemipedina* im Sinne von *H. Etheridgi* vollständig identisch ist. DUNCAN charakterisiert sein *Eodiadema*[1]) nach der von E. WILSON entdeckten Art *E. granulata* folgendermaßen: „Apical system moderate size . . .; ambulacra narrow, straight, wider than the interradia at the peristomal margin, narrower elsewhere; the pairs of pores numerous, in simple vertical series, barely any crowding near the peristome; plates all low, broad primaries; . . . Interradia brode; plates not numerous; . . . two vertical rows of perforate, crenulate and scrobiculate primary tubercles in each area, a few large at the ambitus and becoming rapidly very small dorsally, or replaced by distinct, large, crowded granulation, diminishing also actinally. . . . Peristome sunken, decagonal, small, and with well-marked branchial incisions."

Diese Diagnose kann in allen wesentlichen Teilen Anwendung finden auf *Hemipedina Etheridgi* mit der alleinigen Ausnahme, daß die Hauptstachelwarzen der Interambulacralfelder crenuliert sein sollen. Dieses letztere Merkmal ist aber keineswegs von besonders großer Bedeutung. Die Kerbung der Hauptstachelwarzen ist bei allen hierher gehörigen Formen sehr wechselnd ausgebildet. Bei *Hemipedina olifex* aus dem schwäbischen Unterlias ist eine Art Kerbung in so minimaler Ausbildung nur erkennbar, daß man von ihrer Existenz sich nur in wenigen Fällen überzeugen kann. Bei *Hemipedina* gibt DUNCAN selbst an (S. 63) „small primary tubercles, but larger than those of the ambulacra, only the outer rows reach the apex, perforate, some may be crenulated". Die Kerbung

[1]) Journal of Linnean soc. geology XXII, 1891, S. 81.

ist bei der Gruppe der Echiniden eben sehr wechselnd ausgebildet und entweder im Verschwinden begriffen oder wieder auftretend. Der Kerbung der Hauptstachelwarzen der Echiniden darf überhaupt keine große entwicklungsgeschichtliche Bedeutung und systematische Bewertung beigemessen werden. DOEDERLEIN[1]) konnte schon bei den Cidariden ein sporadisches Auftreten gekerbter Warzen bei verschiedenen Gruppen lebender Cidariden erkennen, die sonst glatte Warzen haben. Gekerbte Warzen sind von den Cidariden und auch von den Diadematoiden wiederholt erworben und verloren worden. Dieses Merkmal entbehrt jeglichen systematischen Wertes. Bei *Eodiadema-Hemipedina* ist ein Übergang der Ausbildung dieses Merkmales vorhanden.

LAMBERT ist ebenfalls der Ansicht, daß aus Formen mit gekerbten Stachelwarzen solche mit ungekerbten hervorgegangen sind, während eine Kerbung andererseits wieder neu erworben werden kann (a. a. O. S. 50).

Hemipedina und *Eodiadema* sind also als synonyme Gattungen aufzufassen. *Hemipedina* ist der ältere Name.

Hemipedina ist im deutschen Lias in Gestalt mehrerer Arten vertreten. Am wichtigsten ist die Art *Hemipedina olifex* QU. sp.

Die Gattungsdiagnose von *Hemipedina* würde aber folgende sein: Corona klein bis mittelgroß, beweglich; Apicalfeld und peristomales Feld etwa gleichgroß. Letzteres deutlich dekagonal eingeschnitten.

Ambulacralzonen mittelbreit, am Peristomfeld die Breite der Interambulacralzone manchmal nahezu erreichend. Auf der ganzen Länge der Ambulacralzonen mit einfachen Ambulacraltäfelchen versehen: überzählige Porentäfelchen nur hier und da direkt am Peristomrand auftretend. Porenpaare schief stehend, so daß die opponierten Porenpaare in einer Ambulacralregion nach dem Peristom zu konvergieren, aber nach dem Scheitel divergieren. Jedes Porenpaar in einer ovalen, ebenfalls schief stehenden Grube liegend; auf der Ambulacralzone zahlreiche, in verschiedener Anordnung befindliche, mit perforiertem Warzenkopf versehene Stachelwarzen vorhanden.

Auf den Interambulacralzonen perforierte, manchmal schwache Kerbung zeigende Hauptstachelwarzen

[1]) Die japanischen Seeigel I, 1887.

vorhanden; Scrobikularring und Tuberkeln entwickelt.

Radiolen sehr lang, spitz und gefurcht.

Scheitelschild mit zentralem Periproct.

Ein entwicklungsgeschichtlich besonders interessanter Befund ist die von mir bei *Hemipedina olifex* gemachte Beobachtung, daß die Ambulacralregionen durch die Interambulacraltafeln überdeckt werden. Bei gut erhaltenen Exemplaren ist diese Eigentümlichkeit besonders deutlich in der Nähe des peristomalen Randes zu sehen. Es handelt sich hier um ein sehr altertümliches Merkmal. Zuerst hat DOEDERLEIN die schräge, mit Gleitrinnen versehene Berührungsfläche der Interambulacraltafeln gegen die Ambulacraltafeln bei triadischen Cidariden beobachten können. Derselbe[1]) spricht sich über diese Verhältnisse folgendermaßen aus: „Der auffallendste Charakter der triassischen Cidariden ist in der eigentümlichen Verbindung der Ambulacralplatten mit den Interambulacralplatten zu sehen; die sich berührenden Ränder der Ambulacral- und Interambulacralfelder laufen in breite Schneiden aus, die weit übereinandergreifen und durch einander entsprechende Querleisten und Furchen in Gelenkverbindung miteinander stehen, so daß eine ausgiebige Verschiebung der sich berührenden Platten in tangentialer Richtung ermöglicht ist. Erst während der Juraperiode bilden sich allmählich besondere Randflächen an dieser Stelle aus, die die Beweglichkeit der Platten hemmen, bis eine solche wenigstens vom oberen Jura an ganz unmöglich wird mit dem Auftreten hoher, senkrecht zur Oberfläche der Platte stehender Randflächen." Bei Juraechiniden konnte ich eine solche „Imbrikation" der Interambulacral- über die Ambulacraltafeln zum erstenmal bei *Hemipedina olifex* beobachten. Die jurassischen Cidariden haben diese Eigentümlichkeit schon vollständig verloren, sie ist nur im Lias bei den Prodiadematiden und bei einer weiter unten neu beschriebenen Diadematiden-Gattung, *Engelia*, erhalten geblieben. Diese Erscheinung ist in noch viel verstärkterem Maße bei *Archaeocidaris* aus dem jungen Palaeozoicum vorhanden. Ich[2]) stellte sie hier ebenfalls, und zwar besonders bei *A. rossica* M. V. K. sp., fest und konnte im Jahre 1896 folgendes resümieren: „Die über das Ambulacralfeld gelagerten adambulacralen Tafelreihen zeigen an der Berührungsfläche mit den Ambulacraltäfelchen Gelenkleisten und Furchen. Bei der Verschiebung der Korona

[1]) Neues Jahrb. Min. 1887, II, S. 1.
[2]) Ebenda 1896, II, S. 27.

werden die Täfelchen durch die an zwei horizontalen Kanten ausgebildeten Vorsprünge und Einbuchtungen im richtigen Zusammenhang gehalten. Zwischen diesen Kanten der Seitenflächen ist eine horizontale Furche ausgebildet; diese dient nicht etwa einer Kante des anliegenden Täfelchens als Lager, sondern es stößt Kante auf Kante. Die Horizontalfurchen dienen dem die Täfelchen tragenden Bindegewebe als Ansatzstellen." Bei der späteren Speciesbeschreibung von *Hemipedina olifex* wird auf die Ausbildung dieser Eigentümlichkeit noch weiter eingegangen werden.

3. Gattung: *Prototiara* LAMBERT 1897.

Typus: *P. Jutieri* COTT. sp.

Diese Gattung hat LAMBERT im Jahre 1897 mit Recht von der im mittleren und oberen Jura vorkommenden *Pleurodiadema* abgetrennt. Als Hauptunterschied sieht LAMBERT die nicht gekerbten Stachelwarzen bei *Prototiara* an; die einzige bekannte Liasart ist *Prototiara Jutieri* COTT. sp. Allerdings soll nach LAMBERT[1]) auch die Bathonienart *Pleurodiadema Gauthieri*[2]) ungekerbte Hauptwarzen besitzen; bei dieser Gattung sind aber die Hauptwarzen auf die oralen Teile der Interambulacralregionen beschränkt. LAMBERT schafft daher auch für diese Art eine neue Gattung *Phalacrechinus*.

Wie oben schon hervorgehoben, darf die Kerbung der Hauptwarzen meiner Ansicht nach nur in den seltensten Fällen als Gattungsmerkmal angesehen werden, jedenfalls auch nicht in dem vorliegenden Falle, da die Oxfordart *Pleurodiadema Stutzi* nur sehr schwach gekerbte (subcrénélé) Warzen zeigt. Ich würde daher dieses Merkmal als nicht genügend zur Aufstellung von *Prototiara* ansehen. In Wirklichkeit besteht aber zwischen der Liasform einerseits und den Bathonien- und Malmarten andererseits ein sehr viel wichtigerer Unterschied, welcher in der Ausbildung der Ambulacralregionen zum Ausdruck kommt.

Prototiara Jutieri besitzt einfache, primäre Ambulacraltäfelchen, während *Pleurodiadema Gauthieri* und *Stutzi* zusammengesetzte Ambulacraltäfelchen ausbilden. *Prototiara Intieri* gehört daher zu den *Prodiadematidae*, während *Pleurodiadema* den *Diadematidae* zuzurechnen ist. Eine Trennung der Bathonienart (*Phalacrechinus*) von den Pleurodiademen des Oxford ist dann nicht zu verteidigen.

[1]) Bei COTTEAU finde ich darüber keine Angabe.
[2]) Auf Taf. 408, Fig. 1—11, irrtümlich aus dem Oxford angegeben.

Das Ambulacralfeld von *Prototiara* enthält vom Apex bis zum peristomalen Rand nur einfache Täfelchen, von denen jedes mit einem Paar schief stehender, wie bei *Hemipedina* nach unten konvergierender Poren versehen ist. Die Anordnung ist die gleiche wie bei *Hemipedina*.

Unterschiede gegenüber *Hemipedina* sind dagegen in der Ausbildung einer Anzahl von Eigentümlichkeiten des Ambulacral- und Interambulacralfeldes vorhanden. Auf den Ambulacralfeldern rücken die Poren häufig so weit vom äußeren Rand der Tafeln ab, daß randwärts von ihnen noch Tuberkeln entstehen können; ferner sind an den Trennungslinien der Ambulacraltäfelchen gegeneinander horizontale Leistchen ausgebildet; auch auf dem Interambulacralfeld sind die Tuberkeln am adambulacralen Rand häufig zu solchen Horizontalleisten verschmolzen; ferner sind alle Stachelwarzen undurchbohrt.

Alle diese Merkmale charakterisieren die Gattung *Prototiara* hinreichend, um sie als gute Gattung sowohl gegenüber *Pleurodiadema* als auch gegenüber *Hemipedina* erscheinen zu lassen. Auch entwicklungsgeschichtlich stellt *Prototiara* eine sehr bemerkenswerte Phase dar, welche zu ganz anderen *Diadematoidea* — in letzter Linie zu den *Echininae* — überführt als *Hemipedina* und *Mesodiadema*.

Die Gattungsdiagnose würde folgendermaßen lauten:

Corona klein, flach. Apicalfeld und peristomales Feld etwa gleichgroß. Letzteres dekagonal eingeschnitten.

Ambulacralzonen ziemlich schmal, am Peristomfeld die Breite der Interambulacralzonen nahezu oder ganz erreichend. Auf der ganzen Länge der Ambulacralzone mit einfachen, einreihigen Ambulacraltäfelchen versehen. Porenpaare schief stehend, so daß die opponierten Porenpaare in einer Ambulacralregion nach dem Peristom zu konvergieren, aber nach dem Scheitel zu divergieren.

Die Porenpaare liegen auf der Oberfläche der Täfelchen und in keiner schief stehenden Grube wie bei *Hemipedina*. Medianwärts von den Poren sind auf jedem Täfelchen mehrere kleine Tuberkeln gelegen, desgleichen auf einigen Täfelchen randwärts. Richtige Stachelwarzen sind auf den Ambulacraltäfelchen nicht ausgebildet.

Jede Interambulacraltafel trägt eine große, nicht perforierte und nicht gekerbte Stachelwarze, um die eine deutliche Scrobicularzone entwickelt ist. Diese

ist umstellt von kleinen Granulationen. Da am Rand des Apicalfeldes sogleich verhältnismäßig große Tafeln liegen, muß die Neubildung von Täfelchen hier auffallend langsam gewesen sein, daher auch die Größe des Apicalfeldes.

II. Familie *Diadematidae.*

Im Gegensatz zu den im vorstehenden besprochenen *drei* primitiven Gattungen besitzen sämtliche übrigen Diadematoidea des Jura und der jüngeren Formationen zusammengesetzte Ambulacraltäfelchen. Seitlich jeder warzen- oder tuberkeltragenden Ambulacraltafel (Innentäfelchen) befinden sich mehrere, teils ganz von dieser abgelöste, teils noch mit ihr randlich verwachsene, gegenseitig aber allermeist deutlich voneinander getrennte, kleinste Porentäfelchen. Im einfachsten Fall bilden die Porenpaare der Porentäfelchen noch eine einzige Vertikalreihe, welche dann aber am peristomalen Rand auch meist unregelmäßig vielzeilig wird; bei stärkerer Komplikation ist die Vielzeiligkeit aber auf der ganzen Erstreckung der Ambulacralzonen vom Apex her ausgebildet. Bei den *Hemicidaridae* sind die Porentäfelchen anscheinend immer nur lose mit den ambulacralen Innentäfelchen verbunden; man beobachtet sie häufig von diesen in ihrer ganzen Erstreckung losgelöst, so daß die Verbindung auch dann nur eine lockere sein kann, wenn sich auf den intakten Coronen keine Abhebung der Berührungsfläche erkennen läßt. Bei den Hemicidariden herrscht dabei die Einzeiligkeit bei weitem vor.

Bei den *Diadematidae* sind ebenfalls mehrere Porentäfelchen neben einer ambulacralen Innentafel entwickelt, doch ist bei einigen altertümlichen *Diademopsis*-Arten noch das Zustandekommen der zahlreichen Porentäfelchen gut zu verfolgen, so bei *Diademopsis varusense* und *D. Deslongchampsi* COTT. aus dem französischen Lias[1]). Die Umbildung der ursprünglichen Primärtafeln der *Prodiadematidae* in ambulacrale Innentafeln und von diesen getrennte Porentäfelchen ist allein auf die Ausbildung großer ambulacraler Warzen zurückzuführen, welche auf einer ambulacralen Primärtafel keinen Platz finden und so zur Verwachsung mehrerer Tafeln miteinander führt. Eine Vergrößerung dieser Primärtafeln tritt aber deshalb nicht ein, weil die Diadematiden keine

[1]) Paléontologie française, Terr. jur. échin. rég. Taf. 322.

Verminderung, sondern eher eine Vermehrung der Ambulacralporen und damit der Ambulacralfüßchen anstreben.

Bei den Diadematiden sind im Gegensatz zu den Hemicidariden beide Arten von Ambulacraltäfelchen fest miteinander verbunden, man beobachtet an ihrer Grenze niemals einen Bruch.

Die Porenpaare der Diadematiden sind im einfachsten Falle einzeilig oder nur in schwachen Bogen angeordnet; bei den höher organisierten Formen sind sie zweizeilig.

Oben wurde schon auf den Übergang zwischen *Hemipedina* und *Diademopsis* hingewiesen. Die gesamten Diadematiden schließen sich damit eng an gewisse Prodiadematiden an. Bei ihnen erreichen die Ambulacralzonen am peristomalen Rand hin und wieder schon die Breite der Interambulacralzonen.

Während die Prodiadematiden am Ende des Lias verschwinden, gehen die Diadematiden bis in die Jetztzeit in Form weniger *Diadema*-Arten hinein.

An sie schließen sich auch die, alle diese aus den Prodiadematiden herzuleitenden Abänderungen in noch verstärkterem Maße zeigenden Cyphosomiden und Echininen an.

Da im folgenden nur die im Lias vorhandenen Gattungen behandelt werden sollen, so bietet diese Zusammenstellung nur ein Bild von den ältesten Diadematiden. Von entwicklungsgeschichtlicher Bedeutung ist, daß die noch in der Kreide verbreitete Gattung *Pseudodiadema* schon im Lias vorhanden ist.

Die im Lias vorhandenen Gattungen der Diadematiden sind folgende:

Subfamilie: *Diadematinae:*	*Diademopsis.*
	Pseudodiadema.
	Engelia.
	Microdiadema.
Subfamilie: *Pedininae:*	*Palaeopedina.*
	Pedina.
Subfamilie: *Acrosaleninae.*	*Arosalenia.*

4. Gattung: *Diademopsis* DÉSOR.

Typus: *Diademopsis serialis* (AQ.) DÉSOR.

Diese Diadematidenform zeigt so nahe Beziehungen zu *Hemipedina*, daß eine direkte Verwandtschaft beider außer

Frage steht. Es ist bei der Besprechung von *Hemipedina* darauf schon näher eingegangen. COTTEAU hatte in der Paléontologie française Echiniden, welche zu *Diademopsis* zu rechnen sind, als *Hemipedina* aufgefaßt, während sie in wichtigen Merkmalen von den ausschließlich liasischen Echiniden, für welche WRIGHT ursprünglich die Gattung *Hemipedina* aufgestellt hatte, abweichen. Das einzige Unterscheidungsmerkmal, welches COTTEAU aber, allerdings mit sehr großem Zweifel, zwischen seinen Hemipedinen und *Diademopsis* geltend macht, besteht darin, daß bei der letzteren die Hauptstachelwarzen am äußeren Rand ihrer Interambulacraltafeln stehen, so daß die mit Tuberkeln besetzte Partie größer zu sein scheint; ein Gattungsunterscheidungsmerkmal kann das aber unmöglich sein.

Die Ambulacraltafeln der Untergattung *Diademopsis* sind stets zusammengesetzt, selbst am Scheitelrand sind keine einfachen Täfelchen mehr zu beobachten; sie sind ferner auf der weitaus größten Oberfläche der Corona einzeilig oder nur in ganz schwachen Bogen angeordnet, ohne aber eine deutliche Zwei- oder Dreizeiligkeit anzunehmen. Nur in der Nähe des peristomalen Randes häufen sie sich stark und rücken gegeneinander aus, so daß dort manchmal eine Vielzeiligkeit erkannt werden kann. Die Breite der Ambulacralregionen ist stets, selbst am Peristom, ganz erheblich geringer als diejenige der Interambulacra.

Auf den Ambulacralfeldern ist allermeist eine größere Stachelwarze ausgebildet, welche nur in der Nähe des Scheitelschildes bei einigen Arten nicht sehr erheblich über die sie umstehenden Tuberkeln prävaliert, während auf jeder Interambulacraltafel eine bis viele einander gleiche, große Stachelwarzen stehen. Die Hauptwarze kann in der Mitte der Tafeln oder mehr seitlich, dem adambulacralen Rand genähert, stehen. Eine Eigentümlichkeit aller Stachelwarzen besteht in ihrer nicht oder nur ganz schwach vorhandenen Kerbung, während sie zugleich wie alle Diademen perforiert sind. Das in der Literatur angegebene regelmäßige Fehlen der Crenulierung besteht in der Tat nicht; eine schwache Crenulierung ist bei genügend guter Erhaltung auf den großen Warzen hier und da zu beobachten, wodurch eine Annäherung an *Pseudodiadema* erzeugt wird.

Man kann *Diademopsis* als den direkten, nur im Lias vorhandenen Vorläufer von *Pseudodiadema* ansehen.

Im Lias überwiegt *Diademopsis* der Artzahl nach über alle übrigen Diadematiden. Vor allem im französischen Lias ist die Gattung bei weitem die häufigste. LAMBERT führt

14 Arten aus französischem Lias auf, zu welchen noch 4 von ihm zu *Hemipedina* gestellte Arten hinzukommen. Auffallenderweise ist die Gattung *Diademopsis* aus englischem Lias bis heute noch nicht erkannt worden, ebensowenig scheint sie im württembergischen Lias vorzukommen; dagegen ist sie im norddeutschen Lias vorhanden. Besonders häufig ist diese Gattung ferner bei Schambele im Aargau.

Es besteht andererseits ebenfalls zwischen *Diademopsis* und *Pseudodiadema* eine sehr nahe Beziehung.

Der Grund, weshalb DÉSOR *Diademopsis* von *Pseudodiadema* abgetrennt hat, ist der, daß *Diademopsis* glatte Stachelwarzen zeigt, während *Pseudodiadema* sowie *Diadema* selbst immer deutlich crenulierte Warzen ausbildet. Die gelegentlich auf großen Warzen bei *Diademopsis* zu beobachtende schwache Crenulierung habe ich soeben besprochen; dieses Merkmal reicht für eine strenge Gattungsscheidung nicht aus, wie schon mehrfach hervorgehoben worden ist. Ich würde eine generische Trennung von *Diademopsis* und *Pseudodiadema* deshalb nicht für zwingend halten und die erstere mit DUNCAN nur als eine Untergattung von *Pseudodiadema* ansehen, wenn nicht *Diademopsis* außerdem noch im allgemeinen eine primitivere, einfachere Anordnung der Ambulacralporenpaare besäße. Die strenge gerade Einzeiligkeit ist bei ihr bis nahe zum peristomalen Felde meist deutlich entwickelt; andererseits zeigt *Pseudodiadema* in der Regel ein Bestreben, die gerade Einzeiligkeit der Porenpaare auf den Flanken in eine bogenförmige Anordnung der Einzeiligkeit abzuändern, und ziemlich verbreitet finden sich dann auch auf der Mitte der Corona größere und kleinere, ja selbst nach den Ambulacralwarzentäfelchen zu sich verjüngende Porentäfelchen. Von dieser Regel gibt es aber bei *Pseudodiadema* bemerkenswerte Ausnahmen. So zeigen alle liasischen Pseudodiademen die bei *Diademopsis* ausgebildeten, geraden, einzeiligen Porenreihen. Hieraus geht wohl die sehr enge Zusammengehörigkeit von *Diademopsis* und *Pseudodiadema* besonders deutlich hervor. *Diademopsis* ist trotz der zurücktretenden Crenulierung der Stachelwarzen den ältesten *Pseudodiadema*-Arten nächst verwandt.

Die Diagnose von *Diademopsis* würde folgendermaßen lauten:

Kleiner bis mittelgroßer Seeigel. Apicalfeld und Peristomfeld etwa gleichgroß. Ambulacraltafel zusammengesetzt, einzeilige Porenpaare, die nur wenig schief stehen; eine bogenförmige Anlage kaum

ausgebildet, selbst am peristomalen Rand findet kaum ein Zusammendrängen der Porenpaare statt. Die Ambulacralregionen bleiben überall erheblich schmäler als die Interambulacralregionen. Die Interambulacralregionen tragen eine oder mehrere perforierte, meist ungekerbte oder nur schwach gekerbte Hauptwarzen und viele Tuberkeln. Die auf dem Ambulacralfeld stehenden, großen Stachelwarzen kommen denen der Interambulacralfelder nur selten an Größe gleich.

5. Gattung: *Pseudodiadema* DÉSOR.

Typus: *Pseudodiadema mamillanum* DÉS.

Die von DÉSOR[1]) vorgenommene Trennung der im Jura und in der Kreide sehr häufigen und im Tertiär selten werdenden fossilen Diademen von den rezenten wurde mit Rücksicht auf die beträchtliche Größe der letzteren und ihre verticellierten Stacheln vorgenommen; DUNCAN, welcher sich nur auf diese Merkmale stützt, hält diese Trennung von *Pseudodiadema* aber nicht für hinreichend und löst *Pseudodiadema* in *Diadema* auf. Diese Vereinigung von *Pseudodiadema* und *Diadema* ist neuerdings auch in die meisten paläontologischen Lehrbücher aufgenommen worden, und doch muß sie besser unterbleiben.

Die besten Abbildungen der rezenten *Diadema* finden wir bei A. AGASSIZ, Revision of the echini[2]); über den Aufbau der Ambulacra hat DUNCAN[3]) sodann im Jahre 1886 Näheres mitgeteilt. Aus diesen Darstellungen ergeben sich außer den ganz anders gearteten Stacheln auf dem Ambulacralfeld des rezenten *Diadema* doch auch noch genügend andere Unterscheidungsmerkmale gegenüber *Pseudodiadema*. Die Porenpaare des rezenten *Diadema* sind schon in der Nähe des Scheitelschildes in sehr starken Bogen angeordnet; diese Bogen gehen dann auf den Flanken in förmliche schräge Reihen über, welche Anklänge an Zwei- und Dreizeiligkeit zeigen. Schon in ziemlicher Entfernung vom Peristom sind die Ambulacralporen aber zu vielen Reihen zusammengedrängt. Die Abwandelung der Ambulacraltafeln ist demnach bedeutend stärker als bei den allein fossilen Pseudodiademen, bei denen meist

[1]) Synopsis des échinides fossiles 1856, S. 64.
[2]) Illustrated catalogue of the mus. of comp. zool. Cambridge 1872.
[3]) The journal of the Linnean Society XIX, 1886, S. 96, Taf. IIb, IVa und VIa.

bis weit auf die Flanken absolute Einzeiligkeit der Poren herrscht, bei denen auch erst in unmittelbarster Nähe des peristomalen Feldes sich eine kleine Anzahl zusammengedrängter Porenpaare befindet. Daraus resultiert auch, daß bei dem rezenten *Diadema* die Breite des Ambulacralfeldes am Peristom größer ist als diejenige des Interambulacralfeldes, während bei *Pseudodiadema* das Umgekehrte der Fall zu sein pflegt.

Mit der Trennung von *Pseudodiadema* und *Diadema* fällt dann auch die durch DUNCAN vorgenommene nähere Zusammenstellung von *Diademopsis* und *Microdiadema* mit *Diadema* fort, und werden wir auf die Charakterisierung der letzteren Gattungen nachher näher eingehen.

DÉSOR hat ferner von *Pseudodiadema* diejenigen Formen, welche nur zwei Reihen von Hauptstachelwarzen in jedem Interambulacralfeld beitzen, von denjenigen trennen wollen, welche deren vier oder mehr (*D. hemisphaericum*) besitzen. COTTEAU verneint aber die Möglichkeit einer solchen Trennung wegen der vielen intermediären Arten. Jedenfalls stimme ich aber mit WRIGHT überein, welcher zu *Pseudodiadema* nur die Formen rechnet, welche in der Nähe des Apex eine einzige Reihe von ambulacralen Porenpaaren ausbilden, und diejenigen, welche dort eine Doppelreihe zeigen, als *Diplopodia* abtrennt. Da mit einer solchen Trennung auch noch andere Eigentümlichkeiten Hand in Hand gehen, wie die gewölbte, halbkugelförmige Gestaltung, der Besitz eines nicht sehr großen Scheitels bei den *Pseudodiadema*-Arten, so kann eine solche Trennung von *Pseudodiadema* und *Diplopodia* nur befürwortet werden. Im Lias fehlt die ihren vielzeiligen Ambulacralporen nach höherstehende Gattung *Diplopodia* noch vollständig.

Von besonderer Bedeutung für den Zeitpunkt der Entwicklung des Diadematidenstammes ist es, daß die Gattung *Pseudodiadema* im Lias schon vorhanden ist, und zwar sind im französischen Lias nicht weniger als 10 Arten bekannt; auch im deutschen Lias ist die Gattung vertreten.

Es ist bei der Besprechung von *Diademopsis* schon hervorgehoben worden, daß *Pseudodiadema* als ein weiterentwickeltes Stadium von *Diademopsis* aufzufassen ist. Die Porenpaare sind auf den Flanken der Corona stets in Bogen angeordnet, und in der Nähe des Peristoms ist schon eine Vielzeiligkeit zu beobachten. Die Hauptstachelwarzen, auch die der Ambulacralregionen, sind gekerbt.

---

[1]) Paléontol. française. Terr. crétacé VII, S. 409.

Die Gattungsdiagnose von *Pseudodiadema* würde folgendermaßen lauten:

Meist mittelgroße Corona. Apicalfeld und Peristomalfeld etwa gleichgroß. Ambulacralfeld zusammengesetzt. Die Warzentäfelchen etwas größer als die Porentäfelchen. Die Porenpaare, welche nur wenig schief stehen, zeigen auf den Flanken meist eine deutlich bogenförmige Anlage, doch bleiben sie dabei einzeilig; nur in der unmittelbaren Nähe des Peristoms sind sie zu breiterer Anordnung zusammengedrängt. Die Ambulacralregionen bleiben überall schmäler als die Interambulacralregionen. Die letzteren tragen eine oder mehrere perforierte und gekerbte Hauptwarzen und viele Tuberkeln. Denselben Charakter besitzen die meist kleineren, nicht von einem Fossum umgebenen Hauptwarzen der Ambulacralregion.

Von *Pseudodiadema* ist durch POMEL[1]) die Gattung *Glyptodiadema* abgetrennt worden, und zwar nur auf Grund der Eigentümlichkeit der Interambulacralwarzen; die untergeordnet ausgebildete Hauptstachelwarze sitzt dem unteren Rande der Tafel nahe und geht in eine dem letzteren parallele Einsenkung über. Die Granulation ist lang gestreckt. Die Gattung ist auf *Pseudodiadema Cayluxense* COTTEAU aus dem mittleren Lias begründet. Ob diese Merkmale zur Aufrechterhaltung der Gattung und Abtrennung von *Pseudodiadema* genügen, ist sehr zweifelhaft.

6. Gattung: *Engelia n. gen.*

Typus: *Engelia amalthei* QU. sp.

Diese Gattung habe ich auf die später aus dem Lias δ von Sondelfingen beschriebene, bemerkenswerte Art *Engelia amalthei* QU. sp. errichtet, welche von QUENSTEDT, OPPEL und ENGEL nur unvollständig beschrieben war, aber durch die Neuuntersuchung der ENGELschen Originale und unbeschriebener Stücke der Stuttgarter Sammlung in dieser Abhandlung genauer bekannt wird.

Die Gattung zeichnet sich durch zusammengesetzte Ambulacralfelder aus, auf denen aber je nur zwei Porenpaare stehen, welche dem Seitenrand der Ambulacralregion so weit entrückt sind, daß noch außerhalb von ihnen kleine Tuberkeln

[1]) Classification méthodique et genera des échinides vivants et fossiles. Thèse, Paris 1883. S. 102.

auftreten. Diese Porenpaare sind von hohen Wällen umgeben und die Poren durch einen Trennungswall inmitten eines jeden Paares voneinander geschieden. Das auffallendste Merkmal der Gattung ist die sehr stark ausgesprochene Überlagerung der interambulacralen Ränder über die Ambulacralregion, so daß eine Beweglichkeit der Corona an dieser Linie existiert haben muß. Die Gattung erinnert dadurch außerordentlich an triadische Formen. *Engelia* ist die einzige Diadematiden-Gattung, welche diese bei den Prodiadematiden oben beschriebene Überlagerung der Interambulacraltafeln über die Ambulacraltafeln noch erhalten hat, und zugleich wohl die jüngste Gattung, welche dieses paläozoische Merkmal konservierte.

Engelia amalthei aus dem oberen mittleren Lias Württembergs ist die einzige bekannte Art. In Frankreich und England ist etwas auch nur Ähnliches nicht bekannt geworden.

Diagnose: Oft große Coronen mit langen Interambulacraltafeln und ziemlich breiten Ambulacralregionen. Diese randlich überlagert von den Interambulacralregionen. Auf jedem Ambulacralfeld zwei Porenpaare, die einreihig angeordnet sind; außerhalb derselben noch vereinzelte Tuberkeln auf dem Ambulacralfeld. Stacheln glatt.

7. Gattung: *Microdiadema* COTTEAU.

Typus: *Microdiadema Richeri* COTT.

Diese nur in einer Art bekannte, ausschließlich liasische Gattung stellt eine entwicklungsgeschichtlich interessante, primitive Diadematidenform dar.

Zu den Diadematiden gehört die Gattung wegen ihrer zusammengesetzten Ambulacraltafeln. Es stehen ca. 3 Porenpaare neben jeder größeren Ambulacralwarze; dabei sind diese Poren sehr schief gestellt und stets einzeilig, sogar am peristomalen Rand. Die beiden letzten Ausbildungsweisen erinnern sehr an die Prodiadematiden, von denen sie durch die verwachsenen Ambulacraltafeln aber unterschieden sind. Die Anordnung der Porenpaare ist demnach eher noch primitiver als bei *Diademopsis*; aber die Ausbildung der Stachelwarzen stellt einen mehr abgeänderten Zustand dar. Interambulacrale und ambulacrale Hauptstachelwarzen sind auf nebeneinanderstehenden Tafeln gleichgroß; sie sind perforiert und crenuliert, aber nur von einem schmalen Scrobicularrand umgeben. Es sind drei einander nahezu gleichgroße Hauptstachelwarzen auf

jeder Interambulacraltafel ausgebildet, welche der Gattung eine gewisse Ähnlichkeit mit der jungjurassischen Gattung *Magnosia* verleihen.

Bis jetzt ist nur eine Art aus dem französischen Lias bekannt geworden.

Die Gattungsdiagnose von *Microdiadema* würde folgendermaßen lauten: Sehr kleine Corona, zusammengesetzte, einzeilige, sehr schief stehende Porenreihen, ohne Anhäufung am Peristom. Ambulacralregionen überall bedeutend schmäler als die Interambulacralregionen. Auf den Interambulacraltafeln mehrere größere Warzen, diesen sind die Ambulacralwarzen gleichgroß, alle perforiert und crenuliert.

8. Gattung: *Palaeopedina* LAMB. 1899.

Typus: *Palaeopedina globulus* AG.

LAMBERT hat in seiner „Étude sur quelques échinides de l'infra-lias et du lias" von *Diademopsis* solche Formen abgetrennt, welche hoch gewölbt sind, und bei denen die überwiegende Ausbildung von Hauptstachelwarzen ganz verloren geht; außerdem haben diese zurückgebildeten Hauptstachelwarzen das Bestreben, sich dem Adambulacralrand so weit zu nähern, daß ein breiter Raum, der mit kleinen Tuberkeln besetzt ist, zwischen ihnen entsteht. Außerdem konnte LAMBERT bei einer Art, *Palaeopedina globulus* AG., eine suranale Platte im Scheitel erkennen, welche den After von vorn bedeckt. Das erinnert an die Pedinen, und dürfte ein Zusammenhang der liasischen *Palaeopedina* mit der späteren Gattung *Pedina* wegen aller übrigen Eigenschaften auch zweifellos sein.

Eine sehr interessante weitere Erscheinung bei *Palaeopedina* ist, daß bei der im untersten Lias vorkommenden Art, *P. globulus*, fast noch unverwachsene, einfache Ambulacraltäfelchen vom Typus der Prodiadematiden auftreten, wie es COTTEAU auf der Fig. 4 seiner Tafel 385 in der Paléontologie française abgebildet hat, während andere Arten derselben Gattung, wie *P. Pacomei* und auch die hierher zu rechnende *P. multituberculata* (*Diademopsis* der Autoren), zusammengesetzte Ambulakraltafeln zeigten.

Palaeopedina stellt demnach eine Diadematidengruppe dar, in welcher eine Abwandelung nach STEINMANNscher Auffassung erfolgt, wie sie in der Gruppe der Gattungen *Hemipedina-Diademopsis* in ähnlicher Weise unabhängig davon vor, sich gegangen ist, und wie sie in beiden Fällen zu

regulären Echiniden überführt, welche vom Dogger ab vollständig getrennt sind und bleiben.

Die Gattungsdiagnose von *Palaeopedina* wäre folgende: Wie *Diademopsis*; von dieser durch folgende Merkmale unterschieden: Corona höher gewölbt, kleine am adambulacralen Rand stehende Hauptstachelwarzen, diese ungekerbt und mit kleiner Scrobicularеinsenkung. Auf den Ambulacral- und Interambulacraltafeln viele kleine Tuberkeln. Ambulacralzonen relativ sehr schmal. Der Periproct von einer suranalen Platte bedeckt.

9. Gattung: *Pedina* AGASSIZ.

Lias-Typus: *Pedina antiqua* COTT.

Von COTTEAU ist die einzige *Pedina*-Art aus dem Lias beschrieben worden. *Pedina antiqua* ist eine sehr seltene Erscheinung des mittleren Lias des Departement du Sarthe. Die ausgezeichnete Beschreibung und Abbildung, welche diese Art in der Paléontologie française erfahren hat, ergibt, daß diese Art den Eigenschaften von *Pedina* so vollständig gerecht wird, daß durch sie der Nachweis erbracht wird, daß *Pedina* in der Tat in den mittleren Lias hinabreichen muß. Die schon deutliche Dreizeiligkeit der Porenpaare, das verhältnismäßig kleine Peristom, die ungekerbten, perforierten Warzen, welche nur kleine Scrobicularеinsenkungen besitzen, charakterisieren diese Form ausreichend als *Pedina*.

Alle diese Merkmale weisen auf eine sehr nahe Beziehung mit der nur im unteren Lias bekannten Gattung *Palaeopedina* hin; die Abtrennung dieser letzteren Gattung und damit des ganzen Pedinenstammes müßte also in den mittleren oder unteren Lias herabgesetzt werden, und würde der Anschluß derselben wegen der sehr niedrigen Ausbildung der Ambulacralfelder bei *Palaeopedina* nicht an die Diadematiden, sondern an die Prodiadematiden zu suchen sein. Aus diesem Grunde ist es empfehlenswert, die Gattung *Palaeopedina* mit den Pedinen, so wie DUNCAN es auch vorgeschlagen hat, als eine Subfamilie der *Pedininae* den *Diadematinae* innerhalb der Gesamtfamilie der *Diadematidae* gegenüberzustellten.

Zu einer wesentlich anderen Auffassung wie DUNCAN gelange ich aber bezüglich der Gattung *Pseudopedina*. Diese letztere darf nicht in der Nähe von *Pedina* verbleiben. Trotz ihrer dreizeiligen Ambulacralporen ist diese Gattung als ein fortentwickeltes Stadium von *Diademopsis* aufzufassen.

Pseudopedina verhält sich zu *Diademopsis* ungefähr ähnlich wie *Pedina* zu *Palaeopedina*. Da diese Gattung im Lias bisher nicht bekannt geworden ist, so soll eine weitere Ausführung hier unterbleiben und einer späteren Arbeit vorbehalten werden. *Pseudopedina* ist aber nichts weiter als eine mit dreizeiligen Poren versehene *Diademopsis*.

Die Diagnose von *Pedina* würde lauten: Gestalt der Corona verschieden. Zusammengesetzte, überwiegend dreizeilige Ambulacralporen. Verhältnismäßig schmale Ambulacralzonen. Ambulacrale und interambulacrale Warzen wenig entwickelt, nicht gekerbt, perforiert, von kleinerer Scrobicularеinsenkung umwallt. Häufig sind mehrere, fast gleichgroße Interambulacralwarzen ausgebildet, stets viele kleine Tuberkeln. Peristom verhältnismäßig klein.

10. Gattung: *Acrosalenia* AGASSIZ.

Lias-Typus: *Acrosalenia Chartroni* LAMB.

Die außerordentlich nahen Beziehungen dieser Gattung zu *Pseudodiadema* springen im Lias ganz besonders in die Augen. Eine strenge Unterscheidung beider Gattungen ist ohne die Kenntnis des Scheitelschildes überhaupt nicht möglich. Da *Acrosalenia* aber stets nur eine große, ganz prädominierende Interambulacralwarze auf jeder Interambulacraltafel besitzt, so könnte eine Verwechselung wohl auch nur mit solchen *Pseudodiadema*-Arten vorkommen, welche ebenfalls nur eine große Interambulacralwarze pro Tafel ausbilden, und das sind verhältnismäßig wenige Arten; aber alle übrigen Merkmale lassen uns vollständig im Stich. Diese *Acrosalenia*-Hauptwarze besitzt dabei die Form einer ziemlich stumpfen Pyramide nnd ist deshalb von einer schmalen, aber tiefen Scrobicularеinsenkung umgeben, an welche direkt der Scrobicularring ansetzt. Eine derartige Hauptstachelwarze zeigt allerdings nur eine Anzahl Pseudodiademen, und nur diese könnten daher mit *Acrosalenia* verwechselt werden. Das sind aber vor allem Arten aus dem Lias und Dogger, während die jüngeren Pseudodiademen entweder mehrere Stachelwarzen auf jedem Interambulacralfeld oder aber weniger dicht gedrängte, kleine Tuberkeln aufweisen; bei keiner *Pseudodiadema* aus der Kreide könnte beispielsweise eine Verwechselung mit *Acrosalenia* auftreten. Daraus ergibt sich schon eine mögliche genetische Verbindung von *Acrosalenia* mit liasischen Pseudodiademen. Zu einer Unterscheidung von *Acrosalenia*

und *Pseudodiadema* könnte ferner vielleicht ein anderes Merkmal der Corona herangezogen werden. Trotzdem bei *Acrosalenia* auch am peristomalen Rand meistens noch die Einzeiligkeit der Porenpaare überwiegt, erscheint das Ambulacralfeld doch mindestens ebenso breit, meist breiter als ein Interambulacralfeld, ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen bei *Pseudodiadema*, wo das Ambulacralfeld stets schmäler bleibt.

Diese Merkmale dürfte COTTEAU auf S. 346 der Paléontologie française, Terr. jur. I, gemeint haben, wenn er von einer anderen Physiognomie von *Acrosalenia* und *Pseudodiadema* spricht.

Trotz allem ist das einzig sichere Unterscheidungsmerkmal die Ausbildung des Apex, die in der Symmetrieebene genau nach hinten verschobene Lage des Afters und die vor diesem auftretenden, überschüssigen Täfelchen im Scheitelschild. Um so wichtiger ist es daher, daß es LAMBERT[1]) kürzlich gelungen ist, aus dem unteren Lias der Vendée zum erstenmal eine *Acrosalenia Chartroni* zu beschreiben, welche eine exzentrische Afterlücke und vor dieser drei bis vier Zusatztäfelchen erhalten zeigte. Aus diesem sehr seltenen Fund geht mit Sicherheit das unterliasische Auftreten von *Acrosalenia* hervor. Es scheint daneben nicht unmöglich, daß diese oder jene *Pseudodiadema*-Art sich auch noch als *Acrosalenia* wird erweisen lassen. Die Abzweigung von *Acrosalenia* von den Diadematiden wird man daher mindestens bis zum unteren Lias hinabversetzen müssen.

Daß *Acrosalenia* dabei als Ausgangsformen aller Saleniden angesehen werden könnte, erscheint daneben sehr unwahrscheinlich. Die Gattung *Salenia* weist im Gegensatz zu *Acrosalenia* so viele ausgesprochene *Cidaris*-Charaktere auf, und kann außerdem die schräg nach hinten rechts verrückte Afterlücke nur als eine ähnliche Abänderung, aber nicht als eine auf *Acrosalenia* zurückzuführende Entwicklung angesprochen werden.

Die ganze Durchsicht der Saleniden würde uns hier zu weit von unserem Thema entfernen; die Aufstellung einer besonderen Familie der Saleniden mit *Acrosalenia* ist aber jedenfalls ein systematisches Unding.

Ich möchte *Acrosalenia* daher vorläufig als eine Subfamilie der Acrosaleniden in unmittelbare Nähe der *Diadematinae*, wegen ihrer außerordentlich nahen Beziehung zu *Pseudodiadema*, stellen. Würde man das nicht für be-

[1]) Bull. de la soc. géol. de france sér. 3, IV, 1903, S. 538—540.

rechtigt halten, so müßte man aber konsequenterweise auch *Palaeopedina* mit ihrer Suranalplatte von den *Diadematinae* und den *Pedininae* weiter entfernen.

Aus dem Lias wird schließlich noch von MERIAN[1]) eine *Hemicidaris florida* von der Neuen Alp bei Gürbefall in der Stockhornkette erwähnt, welche DÉSOR und DE LORIOL abgebildet haben. Die Art ist zwar nur in Bruchstücken bekannt, aber über die generische Bestimmung dürfte kein Zweifel bestehen. Ob dasselbe für die richtige Altersbestimmung des Fundhorizontes gilt, scheint mir dagegen noch unsicher zu sein. Weitgehende Schlüsse phylogenetischer Art dürfen jedenfalls aus diesem Stücke nicht gezogen werden.

E. Die Diadematoiden-Arten des württembergischen Lias.

Aus der vorstehenden Beschreibung der im Lias zu unterscheidenden Diadematoiden-Gattungen läßt sich eine große Anzahl wichtiger Schlüsse auf die Evolution der gesamten Gruppe machen; wir erhalten aus ihr ein ziemlich genaues Bild der Entwicklung auch der jüngeren regulären Echinidenstämme im mittleren und im oberen Lias und der Kreide.

Diese Darstellung soll hier aber beiseite gelassen und in einem besonderen Aufsatz[2]) behandelt werden.

Im folgenden gehe ich daher zur Einreihung der im württembergischen Lias vorkommenden Arten in diese verschiedenen Diadematoiden-Gattungen über, um so unter Berücksichtigung auch der außerdeutschen Literatur einen Anhalt auch dafür zu gewinnen, von welchen Lias-Etagen ab die verschiedenen Gattungen erscheinen, während andererseits auch damit eine monographische Beschreibung der württembergischen und damit der wichtigsten süddeutschen Lias-Diadematoiden gegeben wird.

1. Gattung: *Mesodiadema* NEUM. 1889.

Diese Gattung ist im außeralpinen Lias überhaupt noch nicht bekannt geworden. Sie ist bisher ausschließlich im mittleren Lias Italiens gefunden worden.

---

[1]) Verhandl. d. naturf. Ges. in Basel I, 1885, S. 315. — DÉSOR et LORIOL: Echinologie helvétique, 1868—1872, S. 93, Taf. XIV, Fig. 15—19.

[2]) In der „Zeitschrift für induktive Abstammungs- und Vererbungslehre".

LAMBERT hat im Jahre 1900[1]) eine *M. simplex* aus dem mittleren Lias der Umgebung von Venarey beschrieben, welche wohl kaum zu dieser Gattung gehören dürfte. Die Abbildung der Form ist zwar sehr undeutlich, doch das geht aus ihr mit Sicherheit hervor, daß die Porenpaare sehr schief gestellt sind, so daß es sich wohl um eine *Hemipedina* handeln dürfte. Leider läßt aber weder die Abbildung, noch auch die sehr dürftige Beschreibung eine nähere Identifizierung zu.

Ebenfalls zu *Mesodiadema* stellt LAMBERT *Cidaris crinifera* QUENST. und *Cidaris olifex* QUENST. Auch diese Zuteilung ist aber unrichtig; *Cidaris crinifera* ist ein *Pseudodiadema* und *Cidaris olifex* eine *Hemipedina*.

Ferner rechnet LAMBERT die als *Cidaris admeto* QUENST. bekannte Art aus der oberen alpinen Trias (S. Cassianer Schichten) hierher. Diese Zuteilung kann wohl richtig sein, wenn auch eine Neuuntersuchung dieser Art vorerst unerläßlich sein dürfte.

Im deutschen Lias ist keine Art bekannt, welche zu *Mesodiadema* zu rechnen wäre.

2. Gattung: *Hemipedina* WRIGHT.

Hemipedina ist in Württemberg allein im Lias bekannt, und zwar in zwei Arten; in Norddeutschland ist die Gattung bis heute nicht nachgewiesen. In England findet sie sich auch vornehmlich im unteren Lias, doch stellt *H. Etheridgi* eine sichere oberliasische Art dar. Vielleicht gehört ferner die mittelliasische *H. simplex* LAMB. (?) auch hierher. Im Dogger ist die Gattung unbekannt und wahrscheinlich schon verschwunden.

Hemipedina olifex QU. sp.

Taf. XV, Fig. 1—4.

Cidaris olifex QUENST. Juraformation 1858, S. 86, Taf. XI, Fig. 1, 2. — *Cidaris olifex* QUENST. Petrefaktenkunde Deutschlands III, 1872 bis 1875, S. 148 ff., Taf. 67, Fig. 76—88.

QUENSTEDT hat in der Petrefaktenkunde Deutschlands eine genaue Beschreibung dieser Art gegeben und in dem Atlas die Art in bekannter guter Weise abgebildet. Die neue Untersuchung vieler Exemplare dieser Art hat aber einige wichtige Nachträge geliefert.

---

[1]) Étude sur quelques échinides de l'infra-lias et du lias, S. 31 (29).

QUENSTEDT bezeichnet die Art als *Cidaris*, weil er „der übermäßigen Zersplitterung Feind“ und „die Interambulacren im Verhälnis zu den Ambulacren breit sind, die großen Asseln nur eine Hauptwarze und die kleinen nur ein Porenpaar haben, und die Schlitzung des Mundes niemals gesehen wurde“.

Die beträchtliche Breite der geraden Ambulacren, die schiefe Stellung des einen Porenpaares auf jeder Ambulacraltafel und die geringere Anzahl der Tuberkeln verleiht der Form aber einen von *Cidaris* erheblich abweichenden Habitus.

Die Art ist ein ausgezeichneter Vertreter der liasischen Gattung *Hemipedina*.

Von *Mesodiadema*, zu welcher LAMBERT diese Art irrtümlich stellen will, ist unsere Art durch die schiefe Stellung der Porenpaare und die größere Breite der Ambulacralfelder unterschieden. Auf den QUENSTEDTschen Figuren 78 und 79 scheint im Gegensatz zu seiner Figur 80 die Breite der Ambulacralregionen etwas zu gering angegeben zu sein. Die Breitenverhältnisse sind so beschaffen, wie ich sie auf Tafel XV von neuem zur Darstellung gebracht habe. Von besonderem Interesse ist es, daß die Interambulacraltafeln am adambulacralen Rand dachziegelartig über die Ambulacraltäfelchen übergreifen, so wie ich es auf Taf. XV Fig. 2 zur Darstellung gebracht habe. Diese Abbildung ist so zu verstehen, daß sie einen Blick auf die Innenseite der Corona darstellt, so daß, von innen gesehen, die Ambulacraltafeln über den Rand der Interambulacra übergreifen. Die gleiche Erscheinung zeigt auch die Fig. 80 bei QUENSTEDT. welche ebenfalls die Breite der Ambulacralregionen richtig wiedergibt. Trotzdem ist diese auffallende Erscheinung von QUENSTEDT nicht beobachtet und nirgends von ihm angegeben worden.

Diese Imbrikation ist ein sehr altertümliches Merkmal, welches bisher nur von mir bei der carbonischen *Archaeocidaris* und von DOEDERLEIN bei triadischen Cidariden beobachtet worden ist. Ich konnte dasselbe bei dieser Art zum erstenmal bei einem jurassischen Echiniden beobachten und später auch bei anderen liasischen Formen feststellen, wovon noch die Rede sein wird.

Die Art ist ferner dadurch charakterisiert, daß ca. 12 Interambulacral- und 24 Ambulacraltäfelchen vorhanden sind. Die Stachelwarzen sind durchbohrt und zeigen eine undeutliche, nur hier und da gut erkennbare Crenulierung. Die kleinen Tuberkeln auf den Ambulacraltäfelchen sind unregelmäßig aus-

gebildet. Nahe dem Munde sind die Täfelchen nur alternierend mit einem Wärzchen versehen, nahe dem Scheitelschild dagegen sind die Wärzchen etwas zahlreicher ausgebildet. Ein geschlossener enger Scrobicularring um das Höfchen der Hauptstachelwarzen ist nicht vorhanden.

Hemipedina olifex bildet mit den englischen Arten *H. Bowerbankii* WRIGHT und *Etheridgi* WRIGHT eine engverwandte Sippe. Die aus dem Unterlias von Lyme regis von WRIGHT als *H. Stechei* benannte Form ist heute noch ganz ungenügend bekannt, so daß sie zum Vergleich nicht herangezogen werden kann, wahrscheinlich aber später mit einer oben genannten Art vereinigt werden muß. *Hemipedina Bowerbankii* unterscheidet sich von der württembergischen Art dadurch, daß auf den Interambulacraltafeln außer den Hauptstachelwarzen auch noch andere perforierte, größere Stachelwarzen auftreten. *H. Jardini* besitzt dagegen viel breitere Ambulacralzonen, es ist eine *Diademopsis*, während *H. Etheridgi* unserer Art ungeheuer nahe verwandt ist, aber eine entschieden reichere Besetzung mit Tuberkeln sowohl in der Ambulacral- als auch in der Interambulacralregion zeigt.

In Frankreich dürfte nur der mittelliasische, von LAMBERT als *Mesodiadema simplex* benannte Echinid der Gattung *Hemipedina* angehören. Wie oben schon gesagt worden ist, reicht die Beschreibung und Abbildung durch LAMBERT aber nicht zum Erkennen dieser Art, welche vielleicht einer von WRIGHT schon beschriebenen ident ist, aus.

Hemipedina olifex findet sich in den Ölschiefern über der Pentacrinitenbank des obersten Lias α, und zwar wurde er von QUENSTEDT vornehmlich bei Dußlingen gesammelt.

Hemipedina parvula nov. sp.

Tafel XVIII, Fig. 3.

Aus den Angulatenschichten von Naihingen besitzt das Naturalienkabinett in Stuttgart einige kleine Hemipedinen, welche mit der erstgenannten *Hemipedina*-Art nicht identisch sind. QUENSTEDT hat dieses Vorkommen offenbar nicht gekannt.

Von der kleinen, in den Schiefern stets vollkommen flach gedrückten *Hemipedina olifex* weicht diese Art bezüglich der Erhaltung insofern ab, als sie stets massiv und unverdrückt vorliegt. Die Coronen sind mehr oder weniger in Brauneisenstein verwandelt.

Diese Art besitzt gegenüber der *H. olifex* kleinere Ambulacraltäfelchen, da deren 2—3 auf eine Interambulacraltafel kommen; die Hauptstachelwarzen zeigen stets eine ziemlich deutliche Crenulierung, und die Ausbildung der Tuberkeln ist sowohl auf dem Ambulacral- als auch auf dem Interambulacralfeld zahlreicher als bei *Hemipedina olifex*.

Die einzeiligen, sehr schräg stehenden Porenpaare auf den einfachen Ambulacraltäfelchen bedingen die Einordnung dieser Art in die Gattung *Hemipedina*.

Die auf Taf. XVIII in der Figur 3 abgebildete Partie einer Corona zeigt eine Partie von der periproctalen Seite der Corona. Die Porenpaare divergieren nach oben, dem Periproct zu.

Die Gestalt der Coronen ist ziemlich flach, die periproctale Partie ist nur wenig höher gestaltet als die Unterseite.

Von *H. Etheridgi* ist diese Art durch die geringere Anzahl der Ambulacraltäfelchen verschieden. Bei *H. Etheridgi* kommen deren bis 4 auf ein Interambulacralfeld. Die Unterschiede von den übrigen englischen Formen ergeben sich aus dem oben bei *H. olifex* Gesagten.

Hemipedina parvula findet sich in dem Angulatenhorizont von Naihingen i. W.

QUENSTEDT rechnete *Hemipedina olifex* zu seinen criniferen Cidariden und hat wiederholt hervorgehoben, daß diese Art seiner *Cidaris crinifera* aus den Posidonienschiefern (Lias ε) nächst verwandt sein müsse. In seiner Juraformation, S. 263, hebt er auch eine große Übereinstimmung mit den von ihm als *Cidaris octoceps* benannten Echiniden des Lias δ hervor. Hierbei handelt es sich aber nur um ganz generelle Ähnlichkeiten, wie sie die Diadematoiden im Gegensatz zu *Cidaris* zeigen. *Cidaris crinifera* aus dem Lias ε ist ebensowenig wie die δ-Formen eine *Hemipedina*. Später wird davon mehr die Rede sein.

3. Gattung: *Prototiara* LAMB.

Diese Gattung ist bisher nur im Lias, und zwar nur in einer Art, *P. Jutieri* COTT., aus dem mittleren Lias Frankreichs, bekannt geworden. In England und in Deutschland ist sie bisher unbekannt geblieben.

4. Gattung: *Diademopsis* DÉS.

Die Gattung ist vor allem im unteren Lias (α β) verbreitet. Die Aargauer Lokalität Schambele bei Mellingen hatte DÉSOR und LORIOL schon zahlreiche Exemplare dieser Gattung ge-

liefert. Das Stuttgarter Naturalienkabinett und das Berliner Naturhistorische Museum sind ebenfalls im Besitze eines prächtigen Materials von dieser Lokalität. Aus Norddeutschland hat DAMES eine Form *Hypodiadema minutum* aus dem mittleren Lias beschrieben, welche vielleicht in diese Gattung einzureihen ist, wenn auch nicht zu ersehen ist, ob diese gekerbte oder nicht gekerbte Stachelwarzen besitzt. In Württemberg konnte bisher keine *Diademopsis* nachgewiesen werden.

Diese Gattung scheint in Württemberg eigentümlicherweise ebenso zu fehlen wie im englischen Lias.

Da ich unter dem ausgezeichneten Material, welches das Stuttgarter Naturalienkabinett von Schambele bei Mellingen im Aargau besitzt, zwei von dort bisher noch nicht bekannte Arten bemerke, so seien diese anhangsweise noch mitgeteilt.

Bis jetzt war von dieser Lokalität nur bekannt:

Diademopsis Heeri MERIAN.

Taf. XVI, Fig. 1—2.

Diademopsis Heeri MERIAN. Synopsis 1856, S. 80, Taf. 13, Fig. 1—2. — DÉSOR et DE LORIOL. Echinologie helvétique 1868—1872, S. 183, Taf. 32, Fig. 1—3.

Diese Art ist von DÉSOR und LORIOL sehr vorzüglich charakterisiert worden. Die einreihigen Porenpaare und das Fehlen einer Häufung derselben am Mundrand sind hervorgehoben worden. Aus der Abbildung ergibt sich, daß auf jeder Ambulacraltafel mehrere Porenpaare stehen. Außer der randlich stehenden, großen Stachelwarze ist meist noch eine sehr viel kleinere zweite ausgebildet.

Die Autoren heben schon die nahe Verwandtschaft mit *Diademopsis serialis* hervor; bei *Diademopsis serialis* und allen anderen *Diademopsis*-Arten stehen die Hauptstachelwarzen weniger randlich und sind weniger groß ausgebildet und sind mehr Tuberkeln vorhanden.

DÉSOR und LORIOL stellen die Art auf ihrer Tafel 32, Fig. 2a so dar, als ob auf jeder Ambulacraltafel nur zwei Porenpaare ausgebildet seien; auf den mir vorliegenden Stücken sind deren vier auf jeder Tafel und neben jeder Ambulacralwarzen vorhanden. Ich habe diese Verhältnisse daher noch einmal abgebildet. Wahrscheinlich stammt die DÉSOR-LORIOLsche Abbildung 2a von einer anderen Art, auf welcher allerdings nur 2 Porenpaare auf jeder Ambulacraltafel entwickelt sind,

die sich aber auch sonst von *Diademopsis Heeri* unterscheidet. Es ist das

Diademopsis Heberti (AG.) COTT.

Taf. XVII, Fig. 1—2.

Diademopsis Heberti COTTEAU. Paléontologie française, Terr. jur. X, 2, 1880—85, S. 451, Taf. 382, Fig. 5—14.

Diese Art besitzt 2—3 Porenpaare auf jedem Ambulacralfeld und dürfte zu ihr die von DÉSOR und LORIOL auf der Fig. 2a abgebildete Ambulacraltafel gehören. Es liegen mir mehrere Exemplare von Schambele vor, welche eine große Gleichartigkeit zeigen. Von *Diademopsis Heeri* unterscheidet sich diese Art vor allem durch die weniger randliche Lage und größere Ausbildung der Hauptstachelwarze, der auch nur eine kleinere zweite Stachelwarze in der Mitte des Feldes zur Seite steht. Die Stachelwarzen zeigen keine Spur einer Kerbung. Die Tuberkeln sind in größerer Anzahl als bei *Diademopsis Heeri* vorhanden.

Ebenso wie bei Schambele kommt *Diademopsis Heberti* auch im unteren französischen Lias vor.

Diademopsis helvetica nov. sp.

Taf. XVII, Fig. 3—4.

Außer den beiden vorher beschriebenen Arten kann bei Schambele noch eine dritte *Diademopsis* unterschieden werden, welche mit keiner bekannten *Diademopsis*-Art identifiziert werden kann.

Sie zeichnet sich vor allem durch den Besitz von zwei gleichgroßen Interambulacralwarzen aus, welche eine breite glatte Scrobicularеinsenkung umgibt, so daß nur wenig Raum für kleine Tuberkeln mehr bleibt. Auch auf dem Ambulacralfeld ist eine verhältnismäßig große Warze ausgebildet, die ebenfalls einen deutlichen glatten Rand besitzt. Dabei stehen 3—4 Doppelporen auf jeder Tafel; und zwar ist die Stellung ziemlich schief und eine leise Anordnung in Bogen zu erkennen.

Die Gestalt der Corona ist flach; die Oberseite ist ein wenig mehr gewölbt als die Unterseite.

Von den beiden anderen Diademopsis-Arten von Schambele weicht diese sehr erheblich ab. Im französischen Lias ist ihr *Diademopsis micropora* (AG.) DÉSOR am nächsten verwandt. Auf bestimmten Feldern der Corona sind hier auch

zwei nahezu gleichgroße Stachelwarzen ausgebildet. Ebenso läßt das Ambulacralfeld hier eine von glattem Hof umgebene Stachelwarze erkennen. Unterschiede sind aber vor allem in der reichlicheren Ausbildung von Tuberkeln und in der geringeren Größe des Höfchens der Hauptstachelwarzen der französischen Formen zu erkennen. Dieses läßt beide Arten recht verschieden erscheinen.

So sind demnach heute 3 *Diademopsis*-Arten aus dem Lias α von Schambele im Aargau bekannt, und ist es um so auffallender, zumal diese Gattung auch in Norddeutschland auftritt, daß sie in Württemberg ganz zu fehlen scheint.

5. Gattung: *Pseudodiadema* AG.

Die Gattung ist die weitaus verbreitetste im deutschen Lias. Aus dem mittleren Lias Norddeutschlands hat DAMES *Pseudodiadema* cf. *prisciniacense* beschrieben; SCHLÜTER dürfte dieselbe Art aus den *Jamesoni*-Schichten von Altenbecken vorgelegen haben. Auch das *Hypodiadema guestphalicum* DAMES aus den *Brevispina*-Schichten Westfalens gehört in diese Gattung. In Frankreich finden sich *Pseudodiadema*-Arten im mittleren und oberen Jura.

In Württemberg befindet sich eine *Pseudodiadema*-Art im Lias δ und zwei weitere im oberen Lias.

Pseudodiadema octoceps QUENST. sp.

Taf. XVIII, Fig. 1—2.

Cidaris octoceps QUENST. Juraformation, 1858, S. 199, Taf. 24, Fig. 53. — QUENST. Petrefaktenkunde Deutschlands, 1872 bis 1875, S. 153, Taf. 67, Fig. 94.

Diese Art liegt mir in sehr schönen Exemplaren aus der Sammlung des Herrn Pfarrer Dr. ENGEL aus dem Lias δ von Eislingen vor. Das Auffallendste ist die schmale Ausbildung der Ambulacralregionen, welche noch nicht die Breite einer Interambulacraltafel erreichen. Die hohe crenulierte, durchbohrte Stachelwarze ist nicht kegelförmig, sondern fast zylindrisch. An eine *Acrosalenia* ist also nicht zu denken. Es sind zusammengesetzte Ambulacraltäfelchen mit je drei etwas schräg stehenden Porenpaaren entwickelt; auf jeder Ambulacraltafel befindet sich eine ebenfalls durchbohrte und gekerbte Stachelwarze. Die interambulacrale größere Stachelwarze ist dem adambulacralen Rand nur ganz unmerklich genähert. Die Gestalt der Corona ist schwach kegelförmig. Die Unterseite ist erheblich flacher als die Oberseite.

Der Kopf des Stachels ist bei dieser Art auffallend gekerbt und der Ansatz des langen, feinen Stachels stark verjüngt, daher auch die Angabe QUENSTEDTs, daß der Gelenkkopf meist an den Stacheln fehlt; derselbe bricht sehr leicht ab.

Die Art ist mit dem *Pseudodiadema prisciniacense* wohl am nächsten verwandt, doch ist die letztere Art flacher, und sind bei ihr mehr kleinere Tuberkeln entwickelt, wie die Taf. 332, Fig. 4 der Paléont. franç., zeigt.

Pseudodiadema prisciniacense findet sich ebenso wie *Pseudodiadema octoceps* im mittleren Lias. Mit dieser Art ist auch *Diadema amalthei* ENGEL identisch.

Pseudodiadema criniferum QUENST. sp.

Cidaris criniferus QUENSTEDT. Juraformation 1858, S. 262, Taf. 37, Fig. 19. — *Cidaris criniferus* QUENSTEDT. Petrefaktenkunde Deutschlands 1872—75, S. 156, Taf. 67, Fig. 99.

Diese häufig gefundene, aber leider fast niemals genügend erhaltene Form aus dem Lias ε von Pliensbach ist der vorigen nächst verwandt. An den zahlreichen mir vorliegenden Stücken ist nichts Neues zu beobachten, und dürfte QUENSTEDT wohl noch bessere Stücke vor Augen gehabt haben.

An einem Exemplar der Stuttgarter Sammlung ist ein Teil des peristomalen Randes besonders günstig erhalten. Es zeigt sich, daß die Breite der Ambulacralfelder auch hier eine geringere ist als diejenige der Interambulacralfelder. Sehr deutlich sind die hohen, fast spitzen, gekerbten und durchbohrten Hauptstachelwarzen erkennbar, welche eine breite, glatte, ziemlich stark eingesenkte Scrobicularregion umgibt, so daß für die Scrobicularringtuberkeln nur wenig Platz übrig bleibt. Leider ist die Anordnung der Ambulacralporen nicht erkennbar, man kann das Vorhandensein zusammengesetzter Ambulacraltäfelchen nur vermuten.

Das, was erkennbar ist, läßt diese Art als eine der vorherigen nahe verwandte erscheinen. Derartig stark gekerbte und hohe Stachelwarzen sind den Prodiadematiden fremd, so daß es sich mit sehr großer Sicherheit um eine *Pseudodiadema*-Art handeln muß. Die Angabe LAMBERTs, welche die Art als *Mesodiadema* anspricht, ist jedenfalls verfehlt.

Weil die Ausbildung der Ambulacralzonen bei *Pseudodiadema criniferum* aber nicht zur Darstellung gebracht werden kann, so habe ich von einer Neu-Abbildung der Art Abstand genommen.

Von *Pseudodiadema octoceps* unterscheidet sich die vor-

liegende durch die immerhin breiteren Ambulacralzonen und durch die breitere Ausbildung der Scrobicularsenke bei den Hauptstachelwarzen, auch dürfte die Gestalt der Corona, wie die sehr seltenen, seitlich sichtbaren Stücke zeigen, eine niedrigere sein. Von *Pseudodiadema prisciniacense* entfernt sich daher diese oberliasische Form noch mehr.

Pseudodiadema Gauthieri COTT.

Taf. XIX, Fig. 1—3.

Pseudodiadema Gauthieri COTT. Pal. française, terr. jur. X, 2, 1880—85, S. 861, Taf. 508, Fig. 12—16.

Ein sehr schönes Exemplar dieser im oberen Lias Frankreichs auch seltenen Art liegt mir in unserer Sammlung von Möhringen bei Vaihingen vor. Das Stück ist vollkommen unverdrückt in ausgezeichneter Weise erhalten. Da keine Horizontbestimmung angegeben ist, so verdanke ich Herrn Pfarrer Dr. ENGEL die freundliche Auskunft, daß es sowohl aus dem mittleren als auch aus dem obersten Lias stammen könnte. Ein oberliasisches Alter (ζ) stimmt mit dem Gestein am besten überein und würde auch mit dem oberliasischen Vorkommen der Art in Frankreich vollkommen harmonieren.

Das Exemplar besitzt einen Durchmesser von 20 mm und ist von flacher Gestalt; auch die Oberseite ist flach geformt; auf der Unterseite liegt der Rand ein wenig eingesenkt.

Auf den ersten Blick fällt die große Ausbildung der ambulacralen Stachelwarzen auf, welche nur sehr wenig kleiner sind als die interambulacralen. Dabei sind die Ambulacralfelder unterhalb des Äquators nur wenig schmäler als die Interambulacra. In der Nähe des Scheitelschildes beginnen die Ambulacra sehr spitz. 4—5 Ambulacralporenpaare stehen in Bogen angeordnet auf den Ambulacraltafeln, doch so, daß man bis zum Peristom nur eine einreihige Anordnung feststellen kann, ohne daß selbst am peristomalen Rand eine Häufung der Porenpaare zu erkennen wäre.

Die Stachelwarzen sind flachkegelig, gekerbt und erscheinen sonderbarerweise undurchbohrt. Die größte Eigentümlichkeit ist die Ausbildung von Radialfalten, welche vom Fuße der Warzen aus über die glatte Scrobicularеinsenkung ausstrahlen und auch auf dem Ambulacralfeld zu beobachten sind. Auch die Tuberkeln des Scrobicularringes sind hier und da in der Verlängerung der Radialfalten gestreckt und verlängert.

Die Beschreibung paßt vollständig auf *Pseudodiadema Gautheri* COTT., die Übereinstimmung aller Eigentümlichkeiten

ist geradezu überraschend; eigentümlich bleiben aber immerhin die undurchbohrten Stachelwarzen des vorliegenden Exemplares, wenn allerdings auch nicht verkannt werden kann, daß gerade diese außerordentlich abgerollt zu sein scheinen.

Der Horizont dürfte oberster Lias sein.

6. Gattung: *Engelia* nov. gen.

Diese Gattung ist für die *Cidaris amalthei* QUENST. errichtet worden, welche eine Reihe äußerst bemerkenswerter Eigentümlichkeiten zeigt. Derartige Formen finden sich im Lias α und δ Württembergs. Erst durch das Bekanntwerden der Interambulacralfelder war es möglich, sich von dieser Gattung ein genügendes Bild zu machen, welches sehr wesentlich von dem aller anderen Echiniden-Gattungen abweicht. Bei *Engelia* ist die Imbrikation der paläozoischen Cidariden mit den Merkmalen der Diadematiden im Ambulacralfeld vereinigt.

Engelia amalthei (QU. sp.) TORNQUIST.

Taf. XIV, Fig. 3–4.

Cidaris amalthei QUENSTEDT. Juraformation 1858, S. 198, Taf. 24, Fig. 42—44. — *Cidaris amalthei* QUENSTEDT. Petrefaktenkunde Deutschlands III., 1872—75, S. 130, Taf. 67, Fig. 1—10; ib. S. 155, Taf. 67, Fig. 98. — *Cidaris laqueatus* ENGEL. Württembergische Jahreshefte 1891, S. 43, Taf. III, Fig. 3, 6, 7.

Diese Art ist die bei weitem größte, welche der württembergische Lias bisher geliefert hat. Die Interambulacraltafeln des Prachtstückes der ENGELschen Sammlung, welches von dem Besitzer im Jahre 1891 schon abgebildet und beschrieben worden ist, sind bis 25 mm lang. Die Corona dieses Exemplares mag einen Durchmesser von ca. 9 cm und eine Höhe von ca. 7 cm erreicht haben. Das Aussehen der Interambulacraltafeln ist aus der ENGELschen Abbildung gut ersichtlich, so daß ich dieselben nicht von neuem abgebildet habe. Eine große, niedrige, durchbohrte und unterhalb des zierlichen Warzenkopfes derb gekerbte Hauptstachelwarze steht auf jeder Interambulacraltafel, ein sehr breiter, eingesenkter und nach außen scharf begrenzter Hof umsteht dieselbe. Viele kleine und kleinste Tuberkeln bilden den Scrobicularring. Der glatte Hof ist so breit, daß sich derselbe am oberen und unteren Tafelrand mit dem benachbarten Hof breit berührt, so daß die Scrobiculartuberkeln hier fehlen. Das wunderbarste an

diesen Tafeln ist ENGEL aber entgangen. Die Interambulacraltafeln schärfen sich am adambulacralen Rand zu und zeigen eine sägeartig eingeschnittene Kante, deren Vorsprünge auf der Unterseite der Tafeln als Gelenkleisten verlaufen, genau so, wie ich es früher bei *Archaeocidaris* beobachtet habe, und wie es DOEDERLEIN (s. o.) bei triadischen Cidariden abgebildet hat. Diese Ausbildung beweist, daß das ganze Interambulacralfeld an der adambulacralen Kante dem Ambulacralfeld aufliegt, d. h. imbriciert. Die Erscheinung konnte ich vorher schon bei *Hemipedina olifex* nachweisen. Hier tritt sie noch viel deutlicher in die Erscheinung; die nebenstehende Figur 10 zeigt die Erscheinung mehr schematisch. Ganz besonders deutlich ist sie an einigen kleinen Asseln derselben Art aus der ENGELschen Sammlung zu beobachten; das große ENGELsche Original zeigt die Unterseite der Tafeln nicht so günstig freigelegt.

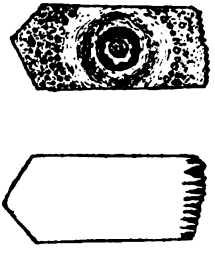


Fig. 10.

Gelenkleisten des ambulacralen Randes der Interambulacraltafeln bei *Engelia amalthei*. Von unten und oben gesehen.

Es ist ein Beweis für die scharfe Beobachtungsgabe QUENSTEDTs, daß diesem die eigenartige Ausbildung des adambulacralen Randes der Interambulacraltafeln ebenfalls schon aufgefallen ist, und derselbe auch die auf der Unterseite befindlichen Gelenkleisten genau beschreibt und abbildet. Er sagt S. 131: „Von innen zeigt dieser scharfe Rand eine Reihe Zähne, zwischen welchen eine zweite Reihe von außen einzugreifen scheint. Dadurch entstehen am Randsaume ganz zarte Kerbungen, welche wohl schon auf die Asseln der Ambulacren hinweisen.“ Daß dadurch eine Überlagerung der Imbrikation bewiesen wird, konnte QUENSTEDT damals allerdings nicht annehmen, weil diese Eigentümlichkeit damals auch bei den alten Echiniden noch unbekannt war.

Mit diesem außerordentlich bemerkenswerten Befunde geht eine sehr auffallende Ausbildung der Ambulacralfelder Hand

in Hand. Ich habe solche aus der Sammlung des Stuttgarter Naturalienkabinetts als Fig. 3—4 auf der Tafel XVI zur Abbildung gebracht.

Trotzdem QUENSTEDT in seiner ausgezeichneten Beobachtungsgabe solche zu *Engelia amalthei* gehörigen Ambulacralfelder auf Taf. 67, Fig. 98, in seiner Petrefaktenkunde als *Cidaris laqueatus* schon abgebildet hatte und auf S. 155 dieses Werkes sie als wohl zu *C. amalthei* gehörend bezeichnet hat, scheint späteren Autoren diese wichtige Beziehung vollständig entgangen zu sein. Die Ambulacraltafeln sind lang und wenig hoch, und jede Tafel ist mit zwei schräg stehenden Porenpaaren besetzt, also deutlich zusammengesetzt. Diese Porenpaare sind aber von den Seitenrändern der Felder erheblich entfernt, und außerhalb der beiden geraden Porenpaarreihen befinden sich sogar noch kleine Tuberkeln. Es unterliegt keinem Zweifel, daß auf diesem außerhalb der Porenpaare gelegenen Raume die Überlagerung der Interambulacralregion vor sich gegangen ist, und hier eine Verschiebung der Corona bei Lebzeiten möglich war. Innerhalb der Porenreihen stehen kleine Tuberkeln. Die Porenpaare selbst sind von einem besonders deutlich erhabenen Wall umgeben, und befindet sich zwischen jeder Pore eines jeden Paares eine ähnliche sie trennende Erhebung.

Dieser Seeigel steht so weit ab von allen bisher beschriebenen Formen, daß zu keiner bekannten Form des Lias irgendwelche Beziehungen zu erkennen sind. Am ersten kann man solche zu triadischen Formen vielleicht erwarten, mit denen die Interambulacren unverkennbare Ähnlichkeiten zeigen. Leider sind aber nahezu keine Ambulacralregionen triadischer Formen bekannt.

Die Stacheln dieser Art sind nach ENGEL vollkommen glatt.

Engelia arietis QUENST. sp.

Cidaris arietis QUENSTEDT. Handbuch der Petrefaktenkunde, Echiniden III, 1872—75, S. 135, Taf. 67, Fig. 52—55, 21—48.

Lose Interambulacraltafeln mit den gleichen Eigentümlichkeiten wie bei *Engelia amalthei* finden sich im Lias α Württembergs und sind von QUENSTEDT als *Cidaris arietis* benannt worden. Schon QUENSTEDT hat auch bei diesen die Gelenkleisten auf der Unterseite der Interambulacraltafeln abgebildet. Es handelt sich hier also wohl ebenfalls um die Gattung *Engelia*, wenn auch die Ambulacralregionen bis heute unbekannt geblieben sind.

7. Gattung: *Microdiadema* COTT.

Diese Gattung ist nur in Form einer Art aus dem mittleren Lias Frankreichs bekannt geworden. In Deutschland und der Schweiz konnte sie bisher nicht nachgewiesen werden.

8. Gattung: *Palaeopedina* LAMB.

Zu dieser Gattung stellt LAMBERT 3 Arten aus dem unteren Lias Frankreichs. Es liegt aus dem Lias δ von Sondelfingen eine sichere *Palaeopedina*-Art vor, während in demselben Horizont bei Dürnau einzelne Täfelchen vorkommen. Diese Gattung hält also in Deutschland bis in den mittleren Lias an.

Palaeopedina sondelfingensis n. sp.

Taf. XIX, Fig. 4—5.

Eine mittelliasische *Palaeopedina* konnte ich unter den Echiniden erkennen, welche in dem Lias δ von Sondelfingen gesammelt worden sind. Mit ihr zusammen kommt dort eine *Acrosalenia* vor. QUENSTEDT hat eine Unterscheidung dieser Formen nicht durchgeführt; er kennt im Lias δ außer *C. amalthei* nur „*Cidaris*" *octoceps*. OPPEL[1]) unterscheidet im Lias δ: „*Cidaris*" *amalthei* QU. (*Engelia*), einen *Cidarites numismalis* auf Grund eines Stachels, ferner eine Art, welche *Cidarites criniferus* QU. gleichen soll, wohl aber die später zu beschreibende *Acrosalenia* sein mag und von ihm auf Taf. IV, Fig. 34, abgebildet ist, schließlich dann einen Echiniden, von dem ihm ein Stück mit 8 zusammenhängenden Asseln vorlag, welche ziemlich breit sind und unregelmäßig verteilte, große Warzen tragen, welche von feineren Warzen umgeben werden. Diese Form kann ich nicht in dem mir vorliegenden Material wiedererkennen. Die Beschreibung deutet am ersten auf eine *Diademopsis* hin, welche der *D. serialis* COTT. nächst verwandt ist. Die vorliegende *Palaeopedina* ist aber in diesen Beschreibungen von Echiniden aus dem Lias δ nicht erwähnt.

ENGEL[2]) hat neuerdings die δ-Echiniden Württembergs behandelt. Leider vermissen wir in dieser Untersuchung jeg-

[1]) Württembergische Jahreshefte X, 1853, S. 127.
[2]) Württembergische Jahreshefte 46, 1891, S. 43.

liche Beobachtung über die Beschaffenheit der Ambulacralfelder, so daß diese Bearbeitung die älteren Kenntnisse wenig ergänzt. Neu ist nur der Fund so großer Diadematoiden wie *Engelia amalthei* im Lias δ überhaupt. Auch ENGEL beläßt alles als *Cidarites*.

Die Zugehörigkeit der vorliegenden Art zu *Palaeopedina* ergibt sich zunächst aus der Beschaffenheit der Interambulacralfelder, welche wie diejenigen des Typus der Gattung *Palaeopedina globulus* eine kleine, dem ambulacralen Rand genäherte Hauptstachelwarze besitzen, welche im vorliegenden Falle eine schwache Kerbung zeigt, während rings um den schmalen, glatten Scrobicularhof eine große Menge enggedrängter Tuberkeln stehen. Auf dem periproctalen Teile der Corona ist größtenteils nur ein Porenpaar auf jedem Ambulacralfeld gelegen, doch sind auch deren mehrere erkennbar. Das sind genau die Verhältnisse, welche bei *Palaeopedina globulus* vorhanden sind, und von denen oben (S. 410) die Rede war. Die Porenpaare liegen bei dieser Art ferner in sonderbarer Weise erhöht: die sie umgebenden Wälle sind so stark erhaben, daß sie den Eindruck von Sockeln machen und beim ersten Anblick wie Tuberkeln aussehen.

Die eigentümliche Bewarzung der Art wird durch die Fig. 4 auf Tafel XIX gut wiedergegeben.

Von *Palaeopedina globulus* und *P. Pacomei*, die ähnliche Interambulacralfelder besitzen, unterscheidet sich die vorliegende Art durch die gestielten Ambulacralporen, die deutliche Kerbung der Hauptwarzen und den Mangel an einzelnen größeren Tuberkeln neben den Hauptstachelwarzen.

Die Art findet sich im Lias δ von Sondelfingen; im selben Horizont wurden bei Dürnau isolierte Interambulacraltafeln gefunden, welche ich auf Tafel XVIII, Fig. 6, abgebildet habe.

9. Gattung: *Pedina* AG.

Die sehr seltene, aus dem mittleren Lias Frankreichs bekannte *Pedina antiqua* besitzt kein Gegenstück im deutschen Lias.

10. Gattung: *Acrosalenia* AGASSIZ.

Diese Gattung ist als *Acrosalenia minuta* BUCKM. seit langer Zeit aus dem Lias β Württembergs und dem unteren Lias (Raricostatus-Sch.) Englands bekannt. Der sichere Nach-

weis der Existenz dieser Gattung durch die genaue Beobachtung des Scheitelschildes wurde aber erst neuerdings durch LAMBERT[1]) erbracht, welcher eine *Acrosalenia Chartroni* aus dem unteren Lias von Saint-Cyr in der Vendée beschrieben hat. In Württemberg findet sich außer im Lias β auch noch im Lias δ eine *Acrosalenia*, welche beide als *Acrosalenia minuta* zu benennen sind.

Acrosalenia minuta BUCKM. sp.

Taf. XVIII, Fig. 4—5.

Echinus minutus BUCKMANN in MURCHISONS Geology of Cheltenham, 2 d ed., S. 95. — *Acrosalenia minuta* WRIGHT. Mon. of the british fossil echinodermata of the oolitic form. I, Echinoidea 1857—78, S. 230, Taf. 15, Fig. 3; Taf. 17, Fig. 2. — *Acrosalenia minuta* QUENST. Petrefaktenkunde Deutschlands III, 1872—75, S. 152, Taf. 67, Fig. 89, 90.

In der Tübinger Sammlung und im Besitze des Herrn Pfarrer Dr. ENGEL befinden sich Tonplatten des β-Horizontes mit schönen Coronen dieser *Acrosalenia*. Die Fig. 4 der Taf. XVIII zeigt eine Oberseite, und die Fig. 5 eine Unterseite dieser Art. Die Poren sind nicht deutlich genug zu erkennen, um Zahl und Anordnung zu ermitteln, doch gibt QUENSTEDT, dem offenbar bessere Stücke vorgelegen haben müssen, an, daß auf je einem Wärzchen der Ambulacralplatten drei Fühlerpaare standen.

Die Coronen erreichen einen Durchmesser von 4—5 mm. Die Ambulacralfelder sind am peristomalen Rand eher breiter als die Interambulacralfelder. Niedrige, gekerbte und durchbohrte Stachelwarzen stehen in der Mitte der Interambulacraltafeln. Diese Merkmale charakterisieren die Form als *Acrosalenia* und unterscheiden sie von den sonst so ähnlichen Pseudodiademen.

Coronen, welche sich in nichts von diesen β-Formen unterscheiden, finden sich im δ von Sondelfingen mit der beschriebenen *Palaeopedina* zusammen.

Alle diese Echiniden, ebenso wie die englischen *Acrosalenia minuta*-Exemplare, unterscheiden sich von der *Acrosalenia Chartroni* durch ihren regelmäßigen runden Umriß und durch die geringere Ausbildung der Scrobicularwärzchen.

Zusammenfassung.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich demnach die folgende Verteilung der Diadematoiden im württembergischen Lias:

---

[1]) Bull. soc. géol. (3) IV, 1903, S. 538, Taf. XVIII, Fig. 17, 23.

Lias α *Hemipedina olifex* QUENST. sp.
Hemipedina parvula n. sp.
Engelia arietis QUENST. sp.
Lias β *Acrosalenia minuta* BUCKM. sp.
Lias γ
Lias δ *Pseudodiadema octoceps* QUENST. sp.
Engelia amalthei QUENST. sp.
Palaeopedina sondelfingensis nov. sp.
Acrosalenia minuta BUCKM. sp.
Lias ε *Pseudodiadema criniferum* QU. sp.
Lias ζ *Pseudodiadema Gauthieri* COTT.

Aus dem Lias α des Aargaues sind bekannt:

Diademopsis Heeri (AG.) DÉS. et LORIOL
Diademopsis Heberti (AG.) (COTT.).
Diademopsis helvetica nov. sp.

Manuskript eingegangen am 7. Juni 1908]

10. Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde.

Von Herrn F. von Wolff in Danzig-Langfuhr.

(Mit 3 Textfiguren.)

Die bekannte „Stübelsche Vulkantheorie“ hat vor anderen Theorien unstreitig das eine voraus, daß sie imstande ist, die mannigfaltigen mit dem Vulkanismus zusammenhängenden Erscheinungen in der oberflächlichen Erdkruste von einheitlichen Gesichtspunkten aus zu erklären und außerdem eine Reihe von Widersprüchen zwischen den Ergebnissen geologischer und astronomischer Forschung[1]) zu überbrücken. Man hat lange Zeit dem vulkanischen Magma jede aktive Beteiligung an den dynamischen Vorgängen an der Erdoberfläche vollkommen abgesprochen und ist damit entschieden zu weit gegangen. Im Gegensatz hierzu suchte Stübel die Ursachen einer vulkanischen Eruption aus dem physikalischen Verhalten des Magmas selbst herzuleiten. Er formulierte den Begriff der vulkanischen Kraft als eine Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozeß, die die vulkanische Eruption nach sich zieht. Seine Theorie hat sich als sehr fruchtbar erwiesen und würde noch weit mehr anerkannt werden, wenn die Voraussetzungen, unter denen eine derartige Energieerzeugung erwartet werden kann, einwandsfrei feststänaen.

Der Gedanke an eine dem Magma innewohnende vulkanische Kraft ist nicht neu. Schon vor Stübel hat ihn C. Fr. Naumann[2]) und besonders von Richthofen[3]) ausgesprochen. Letzterer sagt: „Die Vorgänge unter der Erdrinde können nicht bloß in einer fortdauernden Kontraktion

---

[1]) A. Dannenberg: „Die vulkanischen Erscheinungen im Lichte der Stübelschen Theorie.“ Naturw. Rundschau XVI, 1901, S. 3, 17 u. 32.

[2]) C. Fr. Naumann: Lehrbuch der Geognosie I, 2. Aufl., 1858, S. 268—269.

[3]) Ferd. Frhr. von Richthofen: Mitteilungen von der Westküste Nordamerikas. „Die natürliche Gliederung und der innere Zusammenhang der vulkanischen Gesteine.“ Fortsetzung. Diese Zeitschr. XXI, 1869, S. 10 u. 11.

bestehen. Zahlreiche Tatsachen nötigen zu der Annahme, daß es Vorgänge gibt, welche der allgemeinen Volumenverminderung entgegenwirken, und daß dieselben Prozesse dahin streben, eine allmähliche Ansammlung von Spannkraft nach außen unter der Erdrinde zu erzeugen. Die aufmerksame Betrachtung der verschiedenartigen Erscheinungen des Vulkanismus führt in der Tat mit zwingender Notwendigkeit zu der Annahme, daß mit der langsamen und vollkommenen Krystallisation zähflüssiger Silikate unter der festen Erdrinde eine Volumenvermehrung verbunden ist." Auch hier erscheint der Gedanke, daß eine Energieerzeugung während des Erkaltungsprozesses im Magma stattfindet. VON RICHTHOFEN erblickt sie in der Volumenvermehrung bei langsamer, vollkommener Krystallisation unter der festen Erdrinde.

Dieser letzte Punkt unterscheidet die RICHTHOFENsche Theorie von der STÜBELschen. Bei STÜBEL[1]) ist die glutflüssige Masse die Trägerin der vulkanischen Kraft. Er definiert dieselbe als „eine Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozeß, welchem ein begrenztes Quantum der ursprünglichen Magmamasse in größerer oder geringerer Tiefe unterliegt, wenn sie allmählich aus dem flüssigen in den festen Zustand übergeht, und zwar unter Bedingungen, die nur in einer bestimmten Phase des Erkaltungsvorgangs erfüllt sein können, mithin für jedes Magmaquantum nur einmal und rasch vorübergehend eintreten". Der Sitz dieser vulkanischen Kraft der Gegenwart ist die Panzerdecke, ein System von Gesteinsbänken, welches den Erdkörper rings umschalt und zu jener Zeit, wo die planetare Erstarrungskruste noch eine geringe Dicke besaß, zu deren Festigung wesentlich beigetragen haben muß[2]). Bei VON RICHTHOFEN liegt der Sitz tiefer unter der festen Erdrinde.

Beweise für das Vorhandensein einer dem vulkanischen Magma innewohnenden eignen Kraft.

Die Frage, ob eruptive Massen an den dynamischen Vorgängen an der Erdoberfläche aktiv oder passiv beteiligt sind, ist seit langem eifrig diskutiert worden. Durch das Studium nordamerikanischer Lakkolithen[3]) und zuletzt durch die Unter-

[1]) A. STÜBEL: „Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge." Leipzig 1903. S. 23.

[2]) A. STÜBEL: „Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart." Leipzig 1901. S. 5—9.

[3]) GILBERT: Geology of the Henry Mountains. Washington 1877.

suchungen BRANCAs[1]) ist diese Streitfrage dahin entschieden worden, daß die Möglichkeit einer aktiven Rolle des vulkanischen Magmas nicht mehr in Abrede gestellt werden kann. BRANCA tat die Unabhängigkeit der kleineren vulkanischen Gebilde von Urach, der Eifel, Rhön, Schottlands, Südafrikas von präexistierenden Spalten dar. Besonders evident gelingt der Nachweis einer pfropfenartigen Aufpressung für das Ries von Nördlingen, das Vorries und das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Das letztere ist ein 80 m tiefes, in fast horizontal gelagerten weißen Jurakalk eingesenktes Becken von 2,5 km im Durchmesser mit einer 40 m hohen zentralen Erhebung, dem Klosterberg. Das ganze Relief erinnert an eine Caldeira mit zentralem Kegel oder noch besser an einen Mondkrater. Vulkanisches Material fehlt aber oberflächlich vollkommen. Der Klosterberg stellt einen 150 m in die Höhe getriebenen Pfropfen dar, in welchem die älteren Schichten in einem höheren Niveau sich befinden als die jüngeren, es erscheint also eine braune Jura-Scholle im Zentrum, im Boden des Kessels über dem weißen Jura. Diese eigenartigen Lagerungsverhältnisse können nur durch eine pfropfenartige Aufpressung, durch irgend eine Kraft bewirkt, erklärt werden. Der Klosterberg ist als aufgebrochene Kuppel aufzufassen, deren Kern aus braunem Jura, dessen Flanken aus konzentrisch umgelagerten Schichten des weißen Jura bestehen. Die Kraft kann nur eine langsam wirkende gewesen sein, explosionsartige Vorgänge sind ausgeschlossen, da herausgeblasenes Material vollständig fehlt.

Im Steinheimer Becken ist die pfropfenartige Aufpressung unzweideutig, im Ries und Vorries mit ähnlichen Lagerungsverhältnissen nicht mit derselben Sicherheit zu beweisen, im letzteren dagegen die vulkanische Ursache klar.

Ein Vergleich dieser Gebiete führt indessen zu der zwingenden Annahme, daß erstens im Ries der granitische Boden in derselben Weise emporgepreßt ist, im Steinheimer Becken zweitens die gleiche Ursache der Aufpressung nur eine langsam von unten nach oben wirkende Kraft sein kann. Diese Kraft kann nur von einer aus der Tiefe aufwärts drängenden Schmelzmasse, einem Lakkolithen, ausgegangen sein.

[1]) W. BRANCA: „Neue Beweise für die Unabhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten." Neues Jahrb. Min. 1898, I, S. 175.

W. BRANCA und E. FRAAS: „Das vulkanische Ries bei Nördlingen." Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1901. 169 S. „Das vulkanische Vorries." Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1903. 132 S.

W. BRANCA und E. FRAAS: „Das kryptovulkanische Becken von Steinheim." Abhandl. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1905. 64 S.

Die Natur der Energie, die als vulkanische Kraft in Frage kommen kann.

Ist es demnach nicht mehr zweifelhaft, daß es Kräfte im vulkanischen Magma gibt, welche selbständig emportreibend wirken und den schmelzflüssigen Gesteinsmassen einen Ausweg an die Oberfläche bahnen, auch ohne daß vorher durch tektonische Vorgänge ein Zerreißen der Kruste eintritt, so können derartige Kräfte nur durch eine unter bestimmten Verhältnissen eintretende Volumenvermehrung ausgelöst werden. Über diesen Punkt sind sich alle Theorien einig. Unter welchen physikalischen Bedingungen aber diese Volumenvermehrung eintritt, darüber gehen die Meinungen sehr auseinander. Keine der Theorien gibt eine befriedigende Antwort. Die Annahmen, die gemacht werden, sind entweder nicht zu erweisen oder stehen mit beobachteten Tatsachen direkt im Widerspruch. Hier versagt auch die STÜBELsche Theorie. VON RICHTHOFEN nimmt die Volumenvergrößerung bei langsamer, vollkommener Krystallisation unter der festen Erdrinde, STÜBEL anfänglich beim Übergang des Magmas von der flüssigen Phase in die feste, später bei einem bestimmten Zeitpunkt innerhalb der flüssigen Phase an. Er denkt sich dieselbe in einer kurzen, vorübergehenden molekularen Ausdehnung bestehend, unmittelbar vor der Krystallisation, analog dem Wasser, das auch unter 4° eine Ausdehnung erfährt.

Es sollen nun die Bedingungen erörtert werden, unter welchen eine Volumenvermehrung nach den bisherigen Erfahrungstatsachen zu erwarten ist. Ich[1]) habe diesen Gegenstand bereits eingehender behandelt, hier sollen nur kurz die Ergebnisse rekapituliert werden. Es sind folgende Möglichkeiten zu berücksichtigen:

1. Krystallisation des Magmas an der Oberfläche.

Bei der Krystallisation des Magmas an der Oberfläche tritt trotz mancher entgegengesetzter Behauptungen[2]) keine Volumenausdehnung ein. Das beweisen einmal die Gesteinsgläser, die ein niedrigeres spezifisches Gewicht besitzen, also

[1]) F. VON WOLFF: „Über das physikalische Verhalten des vulkanischen Magmas." Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. 7, S. *185—195.*

[2]) Eine kritische Besprechung der widersprechenden Versuchsergebnisse hat erst kürzlich DOELTER gegeben: „Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren." Diese Zeitschr. 59, 1907. Monatsber. 8/9, S. *217.*

weniger dicht sind als die voll oder teilweise krystallisierten Gesteine gleicher chemischer Zusammensetzung. Wenn eine Substanz aus dem schmelzflüssigen Zustand, ohne zu krystallisieren, amorph erstarrt, so ändern sich alle physikalischen Eigenschaften nicht sprunghaft, wie TAMMANN nachgewiesen hat, sondern kontinuierlich als Funktion der Temperatur. Ist das Glas, das die Dichte besitzt, die das schmelzflüssige Magma bei der Beobachtungstemperatur haben würde, falls dieselbe realisierbar wäre, weniger dicht als die krystallisierte Masse, so folgt daraus, daß auch am Schmelzpunkt die Dichte der Schmelze geringer ist, die Krystallisation also unter Kontraktion erfolgt. Auch wasserdurchtränkte Magmen verhalten sich nicht anders wie die trocknen Schmelzen, wie das Verhalten wasserhaltiger Pechsteine lehrt. Dann ist die Ausdehnung des Diabases bei dem entgegengesetzten Vorgang, dem Schmelzen, von BARUS messend verfolgt worden. Der Einwand, den man gegen diese Schmelzversuche erhoben hat, daß vulkanisches Magma in der Natur und ein wiedergeschmolzenes Gestein zwei sehr verschiedene Dinge sind, da letzterem die absorbierten Gase und das Wasser fehlen, kann gerade beim Diabas wenig ins Gewicht fallen, da Basalte und dementsprechend der Diabas von Natur auch fast frei von Wasserdampf und Gasen sein können, wie die Laven der Hawaivulkane zeigen.

Aus diesen Gründen wird die Kontraktion der Silikate im Moment der Krystallisation auch von STÜBEL[1]) nicht mehr in Abrede gestellt. Er sagt: „Daß mit dem Übergange der Materie aus dem glutflüssigen in den festen Zustand eine Volumenverminderung hervorgerufen wird, kann als wohlbegründet gelten."

2. Eine molekulare Ausdehnung innerhalb der flüssigen Phase.

Dieselbe würde der von STÜBEL zuletzt aufgestellten Forderung entsprechen. BARUS hat die Ausdehnung des Diabases 400° über den Schmelzpunkt hinaus, bis zu 1500° verfolgt, ohne auf eine plötzliche Kontraktion zu stoßen. Diese Beobachtung bestätigt also auch diese STÜBELsche Annahme nicht. Es liegt auch kein rechter Grund vor, eine derartige Unregelmäßigkeit noch in den höheren Temperaturgebieten zu erwarten.

[1]) A. STÜBEL: „Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart." Leipzig 1901. S. 4.

3. Krystallisation in Gebieten hohen Druckes.

Eine dritte und letzte Möglichkeit haben die Untersuchungen von TAMMANN[1]) über das Verhalten einer Reihe anorganischer und organischer Körper beim Krystallisieren und Schmelzen unter hohem Druck eröffnet. Substanzen, die unter dem Druck einer Atmosphäre unter Kontraktion krystallisieren, erleiden bei zunehmendem Druck eine Verschiebung des Schmelzpunktes im positiven Sinn, aber nur bis zu einer bestimmten Grenze, dem maximalen Schmelzpunkt. Bei weiterer Druckzunahme sinkt der Schmelzpunkt wieder, und die Krystallisation erfolgt alsdann unter Volumenausdehnung.

Es ist

$$\frac{dT}{dp} = \frac{(V - V')T}{R}.$$

Darin bedeuten T die Temperatur, p den Druck, V das Volumen des flüssigen, V' des krystallisierten Körpers, R die Schmelzwärme. Da an der Erdoberfläche für die Silikate $V - V'$ positiv ist, hat man danach in der Erde zwei Zonen zu unterscheiden, nämlich:

I. Zone der Krystallisation unter Volumenverringerung. $V - V' > 0$. Diese Zone ist die der Oberfläche zunächst liegende Schale.

Der maximale Schmelzpunkt mit $V - V' = 0$ ohne Energieerzeugung trennt diese Zone von der tieferen,

II. Zone der Krystallisation unter Volumenvermehrung.

$$V - V' < 0.$$

Durch die fortschreitende Krystallisation in dieser Zone unter Volumenvermehrung wird ein allmählich anwachsender Druck erzeugt werden können, der zu einer stetigen Ansammlung von Spannkraft nach außen unter der Erdrinde führt, wie es die VON RICHTHOFENsche Theorie fordert.

Ich habe nun in der obengenannten Arbeit darauf hingewiesen, daß die vulkanische Kraft nur in diesem Druck, der durch die Volumenvermehrung in jener tieferen, jenseits des maximalen Schmelzpunkts liegenden Zone erzeugt wird, gesucht werden kann.

Die Ergebnisse der TAMMANNschen Untersuchungen bestätigen demnach die Voraussetzungen der VON RICHTHOFENschen Theorie. Nur ist es nicht die langsame, vollkommene Krystallisation, sondern die Krystallisation in größerer Tiefe

[1]) G. TAMMANN: „Krystallisieren und Schmelzen." Leipzig 1903.

unter bestimmten Druckverhältnissen, die die notwendige Energie liefert.

Der Druck nimmt nun proportional mit der Tiefe zu, und dementsprechend verschiebt sich der Schmelzpunkt. Ein Gesetz, welches die Abhängigkeit des Schmelzpunkts des silikatischen Magmas von der Tiefe ergibt und die Konstruktion seiner Schmelzkurve ermöglichen würde, läßt sich nicht ableiten, da die Lage des maximalen Schmelzpunkts unbekannt ist. Der Verlauf der Schmelzkurve ist zwar im allgemeinen Prinzip bekannt, die Einzelheiten sind nur aus der Analogie mit anderen besser bekannten Substanzen zu erschließen.

Eine experimentelle Ermittelung dieses Punktes bei den Silikaten dürfte auf unüberwindliche Schwierigkeiten stoßen. Nach den Erfahrungen, die bei den experimentell zugänglichen Substanzen von TAMMANN gemacht worden sind, kann der maximale Schmelzpunkt der Silikate nicht unter ca. 40 000 Atm. Druck, einer Tiefe von ca. 150 km entsprechend, gesucht werden. DOELTER[1]) schätzt als obere Grenze ca. 100 000 Atm. = 300 km.

Die Zahlen, die für die Schmelzpunktsverschiebung des Magmas in der Nähe der Erdoberfläche pro Atmosphärendruck von den verschiedenen Beobachtern ermittelt worden sind, weichen noch sehr untereinander ab. BARUS fand 0,025°, VOGT[2]) dagegen nur 0,005° auf den Druck von einer Atmosphäre. Gegen den BARUSschen Wert erhebt VOGT den Einwand, daß die Ermittlung der Schmelzwärme des Diabases mit Hilfe des Kalorimeters nicht die wirkliche latente Schmelzwärme ergeben konnte, da infolge der plötzlichen Abkühlung im Kalorimeter die Schmelze, ohne zu krystallisieren, zu Glas erstarrte, Gläser besitzen aber keine Schmelzwärmen. Die Schmelzpunktsverschiebung, die sich auf jene Bestimmung stützt, ist daher fünfmal zu groß ausgefallen. Aus diesem Grund verdienen die VOGTschen Daten den Vorzug.

Nach diesen Werten nimmt die Schmelzkurve etwa des Feldspats oder Augits folgenden Verlauf:

Tiefe	Druck	Schmelzpunkt
0 km	1 Atm.	1200°
1 -	270 -	1201,3°
10 -	2 700 -	1213,5°

[1]) C. DOELTER: „Petrogenesis", S. 3.

[2]) J. H. L. VOGT: „Die Silikatschmelzlösungen II". Christiania 1904. S. 54—55 und S. 210. — „Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen." TSCHERMAKS Min.-petr. Mitt. N. F. XXVII, 1908, S. 105.

Tiefe	Druck	Schmelzpunkt	
37 km	10 000 Atm.	1250°	
100 -	27 000 -	ca. 1335°	Zu hoch wegen der Annäherung an den Maximalschmelzpunkt.
150 -	ca. 40 000 -	ca. 1400°	

Die Schmelzkurve verläuft in einem Bogen, anfänglich linear, und nähert sich asymptotenhaft dem maximalen Schmelzpunkt, der mit VOGT in der Tiefe von 150 km angenommen wurde.

Die Erstarrung der Laven an der Oberfläche erfolgt unterhalb 1200° bei Temperaturen, die im Mittel ca. 1000° betragen mögen, da durch den Wasser- und Gasgehalt der Erstarrungspunkt erniedrigt wird, außerdem wird die Krystallisation durch die Unterkühlung stark verzögert. So werden die Temperaturen der beginnenden Krystallisation in den verschiedenen Tiefen bis etwa 200° tiefer liegen, als die obigen aus Schmelzversuchen berechneten Daten ergeben. Unter Zugrundelegung dieser Zahlen erhält man einen unteren Grenzwert für die Temperaturen, bis zu welchen feurig-flüssiges Magma möglich ist. (Vgl. die Schmelzkurve auf Seite 461.)

Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis ist demnach der maximale Schmelzpunkt erst schätzungsweise in einer Tiefe von mindestens 150 km zu erwarten.

Wenn also unter bestimmten Verhältnissen die Krystallisation der Silikate mit einer Volumenvergrößerung verknüpft ist, so kann das nur für größere Tiefen jenseits des maximalen Schmelzpunkts, also von mindestens über 150 km, zutreffen. Die Erstarrung der Erdkruste muß demnach bis in diese Tiefen vorgerückt sein, dieselben kommen als Sitz der vulkanischen Kraft allein in Frage, den Vorstellungen VON RICHTHOFENS entsprechend.

Diese Schlußfolgerungen führen zu einem Gegensatz mit den bisherigen Anschauungen über die Wärmezunahme nach dem Erdinnern. Bei einer mittleren geothermischen Tiefenstufe von 33 m würde, falls die Temperatur proportional mit der Tiefe ansteigt, bereits in etwa 40 km Tiefe der Schmelzpunkt der Gesteine erreicht sein. Es könnte danach die Krystallisation nicht bis in die Tiefen, wo die Volumenvermehrung zu erwarten ist, vorgerückt sein.

Es ist nunmehr die Frage zu untersuchen, ob die Wärme im Innern der Erde noch von anderen Faktoren abhängt und nicht nur als der Rest einer ursprünglich hohen Eigenwärme aufzufassen ist, die durch Ausstrahlung ständig sich verringert, so daß die Wärmezunahme anderen Gesetzen folgt, als die Abkühlungshypothese fordert.

Die Wärmezunahme in der Erde.

Nur bis zu der ganz geringen Tiefe von 2 km ist die Temperaturzunahme einer unmittelbaren Beobachtung zugänglich. In tiefen Bohrlöchern ist ein konstanter Temperaturgradient, d. h. eine Temperaturzunahme von rund 0,0003° auf den Zentimeter ermittelt worden, einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m entsprechend. Von diesem mittleren Wert der geothermischen Tiefenstufe hat man zwar zahlreiche recht erhebliche Abweichungen nach oben und unten beobachtet[1]). Diese abnormen Werte hängen, wie KOENIGSBERGER[2]) gezeigt hat, von besonderen Umständen ab, z. B. schlechter Wärmeleitfähigkeit der Gesteine, wärmeproduzierenden Einlagerungen in der Nähe der Oberfläche, abkühlenden Wassermassen, der Gestalt der Oberfläche usw. Für normale Verhältnisse behält der obige Durchschnittswert, wenn überhaupt ein solcher angenommen werden darf, seine Gültigkeit.

Die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine nimmt mit steigender Temperatur ab. Die Abnahme beträgt nach KOENIGSBERGER[3]) für Temperaturen bis 100°

$$\lambda_t = \lambda_0 \, (1 - 0{,}0008\, \vartheta).$$

Der Temperaturgradient ist der Wärmeleitfähigkeit umgekehrt proportional, er ändert sich dementsprechend mit der Temperatur. Ist q die Wärmemenge, die in der Zeiteinheit durch die Einheit des Querschnitts fließt, so ist:

$$\frac{d\,\vartheta}{dx} = -\frac{q}{\lambda}.$$

Die Abkühlungshypothese läßt einen konstanten Gradienten erwarten. Bei steigender Temperatur nimmt die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ab, mithin der Gradient zu. Derselbe ist aber bis 2 km Tiefe konstant, wird eher kleiner als größer. Würde dagegen der Gradient mit der Tiefe abnehmen, so könnte durch die verringerte Wärmeleitfähigkeit eine Kompensation eintreten und ein konstanter Gradient bis zu Tiefen von 10—20 km resultieren. Aus diesen Tatsachen schließt

---

[1]) Sv. ARRHENIUS: „Lehrbuch der kosmischen Physik." Leipzig 1903. S. 278—281.

[2]) J. KOENIGSBERGER: „Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe." Centralbl. Min. 1907, S. 673—679.

[3]) J. KOENIGSBERGER: „Über den Temperaturgradienten der Erde bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse." Phys. Zeitschr. VII, 1906, S. 297—300.

KOENIGSBERGER[1]), daß die Abkühlungshypothese den Beobachtungen nicht gerecht wird, und zur Erklärung der Erdwärme andere Prozesse, z. B. radioaktive und chemische, herangezogen werden müssen.

Die Wärmeerzeugung durch radioaktive und chemische Prozesse.[2])

Bei dem Zerfall radioaktiver Elemente werden recht beträchtliche Wärmemengen erzeugt, die im Wärmehaushalt der Erde nicht vernachlässigt werden können.

CURIE und LABORDE berechneten die Wärmeproduktion von 1 g Radium zu 100 Grammkalorien in der Stunde. PASCHEN fand für 1 g Radium 126,1 Kalorien und PRECHT sogar 134,28 Kalorien in derselben Zeit. Letztere Bestimmung ergibt in einer Sekunde die Wärmemenge e = 0,0373 Kalorien.

Von radioaktiven Elementen kommt für die Erdwärme in erster Linie das Radium, in zweiter das Thorium in Frage. Die befriedigendste Erklärung dieser eigenartigen Reaktionen gibt die Desaggregationstheorie von RUTHERFORD und SODDY. Die betreffenden Elemente sind instabil, und zwar ist die Zahl der in einer Sekunde zerfallenden Elemente stets der gerade vorhandenen Atomzahl proportional. Beim Zerfall des Radiums entsteht zunächst eine gasförmige Emanation, ein Gas der Argongruppe. Aus dieser Emanation entspringt Heliumgas und ein weiterer fester Körper, das Radium A. Auch dieser ist nicht stabil und zerfällt sukzessive weiter zu Radium B, C bis F. Dieser Zerfall kann mit Aussendung dreierlei Arten von Strahlen, den α-, β- und γ-Strahlen, verknüpft sein, und zwar bestehen die α-Strahlen aus mit $^1/_{10}$ Lichtgeschwindigkeit fortgeschleuderten, positiv elektrischen Teilchen und sind den radioaktiven Substanzen eigen, die β-Strahlen entsprechen den Kathodenstrahlen, die γ-Strahlen werden mit den Röntgenstrahlen verglichen, sie sind durch ein besonders starkes Durchdringungsvermögen ausgezeichnet.

[1]) J. KOENIGSBERGER: Phys. Zeitschr. VII, 1906, S. 290.

[2]) E. RUTHERFORD-ASCHKINASS: „Die Radioaktivität." Berlin 1907.
J. ELSTER und H. GEITEL: „Über die Radioaktivität der Erdsubstanz und ihre mögliche Beziehung zur Erdwärme." Wiss. Beilage zum Jahresber. des Herzogl. Gymnasiums zu Wolfenbüttel. Wolfenbüttel 1907.
F. PASCHEN: „Über die γ-Strahlen des Radiums." Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 567.
C. RUNGE und J. PRECHT: Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. Berlin 1903. Nr. 38.

Diese Strahlen besitzen nun die Eigenschaft, Gase elektrisch leitend zu machen. Man kann daher die Intensität des sogenannten Sättigungsstromes dazu benutzen, um die Energie ein und derselben Strahlengattung zu messen, und dadurch auf die vorhandene Menge der radioaktiven Substanz schließen. Diese elektrische Methode übertrifft jede chemisch-analytische bedeutend an Feinheit und erlaubt den Nachweis der geringsten Mengen, die sonst nicht festzustellen wären. Die Strahlung eines jeden der Zerfallprodukte klingt in gewisser Zeit ab. Man nennt die Halbierungskonstante die Zeit, welche verstreicht, bis die Energie auf den halben Anfangswert herabgesunken ist. Diese Zeit ist eine für jeden einheitlichen radioaktiven Stoff charakteristische Größe. Sie beträgt

	nach RUTHERFORD[1])	nach MARCKWALD[2])
Radium	1300 Jahre	2600 Jahre
Emanation	4 Tage	3,8 Tage
Radium A	3 Min.	3 Min.
Radium B	21 -	26 -
Radium C	28 -	19 -
Radium D	40 Jahre	40? Jahre
Radium E	6 Tage	E_1 6 Tage; E_2 4,8 -
Radium F (Polonium)	143 -	140 -
Thorium	$2{,}4 \cdot 10^9$ Jahre	10^{10} Jahre
Mesothorium	—	7 - ?
Radiothorium	—	737 Tage
Thorium X	4 Tage	3,64 -
Emanation	53 Sek.	54 Sek.
Thorium A	11 Stund.	10,6 Stund.
Thorium B	55 Min.	55 Min.
Thorium C	—	wenige Sek.

Als Muttersubstanz des Radiums wird das Uranium vielfach angesprochen, und durch die in allerjüngster Zeit erfolgte Auffindung des Ioniums scheint sich die Reihe Uran, Uran X, Ionium, Radium zu schließen. Das radioaktive Gleichgewicht ist erreicht, wenn aus der Muttersubstanz und ihren Zwischengliedern sich ebensoviel schnellzerfallende Produkte bilden, als durch Umwandlung verschwinden.

---

[1]) RUTHERFORD: a. a. O. S. 465.

[2]) W. MARCKWALD: Die Radioaktivität. Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. 41, Nr. 8. 1908. S. 1524—1561.

Radiumgehalt der Eruptivgesteine, Meteoriten und Sedimente nach J. R. Strutt.

Gestein	Fundort	Dichte	Radiumgehalt in g in 1 g des Gesteins	Radiumgehalt in g auf 1 ccm des Gesteins
Granit	Rhodesia	2,63	$9{,}56 \cdot 10^{-12}$	$25{,}2 \cdot 10^{-12}$
Granit	Lamorna Quarry, Cornwall	2,62	$9{,}35 \cdot 10^{-12}$	$24{,}5 \cdot 10^{-12}$
Zirkonsyenit	Brevig, Norwegen	2,74	$9{,}30 \cdot 10^{-12}$	$25{,}5 \cdot 10^{-12}$
Granit	Rosemorran, Cornwall (?)	2,62	$8{,}43 \cdot 10^{-12}$	$22{,}1 \cdot 10^{-12}$
Granit	Kap der guten Hoffnung	2,67	$7{,}15 \cdot 10^{-12}$	$19{,}1 \cdot 10^{-12}$
Granit	Knill's Monument, Carbis Bay, St. Ives, Cornwall	2,61	$6{,}90 \cdot 10^{-12}$	$18{,}0 \cdot 10^{-12}$
Granit	Shap Fell, Westmoreland	2,65	$6{,}63 \cdot 10^{-12}$	$17{,}6 \cdot 10^{-12}$
Eläolithsyenit	Laurdal, Norwegen	2,70	$4{,}88 \cdot 10^{-12}$	$13{,}2 \cdot 10^{-12}$
Granit	Haytor, Devonshire (?)	2,61	$3{,}69 \cdot 10^{-12}$	$9{,}64 \cdot 10^{-12}$
Blaugrund	Kimberley	3.06	$3{,}37 \cdot 10^{-12}$	$10{,}3 \cdot 10^{-12}$
Leucitbasanit	Mte. Somma, Vesuv	2,72	$3{,}33 \cdot 10^{-12}$	$9.07 \cdot 10^{-12}$
Hornblendegranit	Assuan, Ägypten	2,64	$2{,}45 \cdot 10^{-12}$	$6{,}47 \cdot 10^{-12}$
Pechstein	Insel Eigg	2,41	$2{,}06 \cdot 10^{-12}$	$4{,}97 \cdot 10^{-12}$
Hornblendediorit	Schriesheim b. Heidelberg	2,89	$1{,}98 \cdot 10^{-12}$	$5{,}73 \cdot 10^{-12}$
Augitsyenit	Laurvig, Norwegen	2,73	$1{,}86 \cdot 10^{-12}$	$5{,}07 \cdot 10^{-12}$
Peridotit	Insel Rum	3,15	$1{,}37 \cdot 10^{-12}$	$4{,}32 \cdot 10^{-12}$
Olivinbasalt	Talisker Bay, Skye	2,89	$1{,}32 \cdot 10^{-12}$	$3{,}82 \cdot 10^{-12}$
Olivineuchrit	Insel Rum	2,97	$1{,}28 \cdot 10^{-12}$	$3{,}80 \cdot 10^{-12}$
Basalt	Viktoria-Fälle	2,75	$1{,}26 \cdot 10^{-12}$	$3{,}46 \cdot 10^{-12}$
Hornblendegranit	Mt. Sorrel, Leicestershire	2,71	$1{,}25 \cdot 10^{-12}$	$3{,}38 \cdot 10^{-12}$
Dolerit	Insel Canna	2,95	$1{,}24 \cdot 10^{-12}$	$3{,}65 \cdot 10^{-12}$
Grünstein	Carrick Dû, St. Ives	2,99	$1{,}14 \cdot 10^{-12}$	$3{,}41 \cdot 10^{-12}$
Basalt	Giants' Causeway, Antrim	2,80	$1{,}03 \cdot 10^{-12}$	$2{,}89 \cdot 10^{-12}$
Serpentin	Cadgwith, Lizard	2,60	$1{,}00 \cdot 10^{-12}$	$2{,}60 \cdot 10^{-12}$

Olivinfels	Insel Rum	3,22	0,676 . 10^{-12}	2,18 . 10^{-12}
Dunit	L. Scaivig	3,34	0,664 . 10^{-12}	2,22 . 10^{-12}
Basalt	Ovifak, Insel Disco, Grönland	3,01	0,613 . 10^{-12}	1,84 . 10^{-12}
				Mittel 9,14 . 10^{-12}
Steinmeteorit (Chondrit)	Dhurmsala	—	1,12 . 10^{-12}	—
Meteoreisen (Oktaedrit O m)	Thunda	—	0	—
- - - O -	Augusta Co., Virginia (Staunton)	—	0	—
- (Ataxit)	Santa Catarina (Muchachos)	—	0	—
Tellurisches Eisen	Insel Disco, Grönland	—	0,424 . 10^{-12}	—
Oolith	Bath	—	5,84 . 10^{-12}	—
Oolith	St. Alban's Head	—	4,05 . 10^{-12}	—
Marmor	East Lothian	—	3,87 . 10^{-12}	—
Kimmeridgeton	Ely	—	3,77 . 10^{-12}	—
Petroleumsandstein	Galizien	—	3,04 . 10^{-12}	—
Dachschiefer	Wales (?)	—	2,57 . 10^{-12}	—
Verkieselte sandige Schiefer	St. Ives, Cornwall	—	2,50 . 10^{-12}	—
Gaultton	Cambridge	—	2,13 . 10^{-12}	—
Ton	Terling, Essex	—	1,73 . 10^{-12}	—
Roter Sandstein	East Lothian	—	1,68 . 10^{-12}	—
Kies (feingesiebt)	Terling, Essex	—	1,42 . 10^{-12}	—
Rote Kreide	Hunstanton	—	1,07 . 10^{-12}	—
Feuerstein	Terling, Essex	—	1,06 . 10^{-12}	—
Weißer Marmor	Deccan, Indien	—	0,54 . 10^{-12}	—
Marmor	East Lothian	—	0,52 . 10^{-12}	—
Kreide	Liegendes der Grube Cherry Hinton, Cambridgeshire	—	0,78 . 10^{-12}	—
Kreide	Hangendes, ebenda	—	0,25 . 10^{-12}	—

HIMSTEDT[1]) hat in allen Quellen, die er untersuchte, aus den verschiedensten Gesteinsarten stammend, in Thermen besonders stark, und in elsässischen Erdölquellen Emanationen nachgewiesen, die mit denen des Radiums übereinstimmten. und schließt daraus auf eine universelle Verbreitung des Radiums in der Erde.

ELSTER und GEITEL[2]) fanden eine besonders hohe Radioaktivität der Luft in unterirdischen Räumen, Höhlen, tiefen Schluchten, die nur aus der Erde herstammen kann.

Ferner sind tonige Bodenproben aktiv (Lehm, Ackererde). Besonders starke konstante Aktivität zeigt der Fango von Battaglia.

Die Ursache kann in allen diesen Fällen nur in einem vorhandenen Radiumgehalt gesucht werden, wie sich aus der übereinstimmenden Abklingungskonstante ergibt.

V. D. BORNE[3]) stellte fest, daß radioaktive Emanationen den auf rein organischem Wege entstandenen Steinkohlenflözen fehlen, dagegen an Urgesteine, Effusiv- und Tiefengesteine und deren Umlagerungsprodukte gebunden sind. Nicht das Erdinnere, sondern die Gesteine, vor allem die Eruptivgesteine, sind Träger der Aktivität. Die Erzgebirgsgranite sind 5 mal so stark aktiv als die Schieferhülle. Als Ursache kommt neben Radium- auch Thoriumaktivität in Frage.

Durch Aufschließen größerer Quantitäten und durch Herausziehen des aktiven Bestandteils hat STRUTT[4]) eine große Zahl Eruptivgesteine und Sedimente der verschiedensten Fundpunkte auf ihren Radiumgehalt hin untersucht und die in umstehender Tabelle (S. 442 u. 443) zusammengestellten Zahlen gefunden.

Nach seinen Feststellungen schwankt der Radiumgehalt der Eruptivgesteine $\varkappa$ zwischen $25{,}5 \cdot 10^{-12}$ und $1{,}84 \cdot 10^{-12}$ g in 1 ccm.

Einen ablehnenden Standpunkt in der Frage, ob im Erdinnern erhebliche Radiummengen vorhanden sind, die für die Wärmeabgabe irgendwie in Frage kommen, nimmt SOMMER-

---

[1]) F. HIMSTEDT: „Über die radioaktive Emanation der Wasser- und Ölquellen." Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 210.

[2]) ELSTER und GEITEL: „Über die radioaktive Substanz, deren Emanation in der Bodenluft und der Atmosphäre enthalten ist." Phys. Zeitschr. V, 1904, S. 11.

[3]) V. D. BORNE: „Über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren." Jahrb. der Radioaktivität und Elektronik II, 1905, Heft 1.

[4]) J. R. STRUTT: „On the Distribution of Radium in the Earth's Crust, and on the Earth's Internal Heat." Proc. Roy. Soc. A. 77, 1906, S. 472; 78, 1907, S. 150.

FELDT[1]) ein. Denn wären derartige Mengen anzunehmen, so wäre ein gleiches auch für das Innere anderer Himmelskörper zu erwarten. Eine Untersuchung der Steinmeteoriten der Tübinger Sammlung auf einen etwaigen Radiumgehalt führte zu einem völlig negativen Ergebnis. Dem stehen indes die STRUTTschen Untersuchungen gegenüber. Letzterer benutzte von Steinmeteoriten Quantitäten von 50 g, die auch in derselben Weise wie die Gesteine aufgeschlossen wurden. Eine derartige Aufschließung ist aber notwendig, da durch das dichte Gefüge die Emanationen zurückgehalten werden.

Die Radiummenge in der Erde und ihre Verteilung.

Bei dieser universellen Verbreitung des Radiums und seiner starken Wärmeentwicklung ist die Frage berechtigt, ob mindestens der gesamte Wärmeverlust, den die Erde durch Abgabe in den Weltraum erleidet, durch Radiumwärme ersetzt wird, daß also ein durch Radiumwärme hergestelltes stationäres Wärmegleichgewicht besteht. Die gesamte hierzu nötige Radiummenge ist von RUTHERFORD[2]) berechnet worden. Aus dem Temperaturgradienten $T = 0{,}00037$, der mittleren Wärmeleitfähigkeit des Erdkörpers $\lambda = 0{,}004$ findet er die in der Sekunde der Erdoberfläche zugeführte Wärmemenge zu:

$$Q = 4\pi R^2 T . \lambda \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 1)$$

Ist ϱ der Radiumgehalt der Erde, auf die Volumeneinheit umgerechnet, e die Wärmeproduktion von 1 g Radium in der Zeiteinheit, so ist die in der Zeiteinheit von der Erde erzeugte gesamte Wärmemenge

$$Q_1 = {}^4/_3 \pi R^3 \varrho e \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 2)$$

zu setzen.

Für den Fall des durch radioaktive Prozesse erzeugten thermischen Gleichgewichts ist $Q = Q_1$. Daraus folgt

$$\varrho = \frac{3 T . \lambda}{R e} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad 3)$$

und eingesetzt $\varrho = 2{,}6 . 10^{-13}$ g in der Volumeneinheit der Erde oder mit ELSTER und GEITEL[3]) zu:

$$\underline{\varrho = 2{,}5 . 10^{-13} \text{ g in 1 ccm der Erde.}}$$

---

[1]) E. SOMMERFELDT: „Enthält das Erdinnere Radium?" Berichte über die 40. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins zu Lindau 1907.

[2]) RUTHERFORD: a. a. O. S. 507—509.

[3]) J. ELSTER und H. GEITEL: „Die Radioaktivität der Erdsubstanz und ihre mögliche Beziehung zur Erdwärme." Wolfenbüttel 1907. Bei

Eine ähnliche Betrachtung stellte LIEBENOW[1]) an. Er setzt $\lambda = 0{,}006$, den Temperaturgradienten $= 0{,}0003$ und findet einen Wärmeverlust von rund 10^{13} Grammkalorien pro Sekunde, derselbe würde — die Wärmeerzeugung des Radiums mit PASCHEN zu 226 Grammkalorien pro Stunde angenommen — von höchstens $2 \cdot 10^{14}$ g Radium ausgeglichen werden können. sonst würde die Erde allmählich wärmer werden müssen. Diese Gesamtmenge des Radiums auf die Erdmasse gleichmäßig verteilt, ergäbe $2 \cdot 10^{-7}$ g pro cbm oder $^1/_{5000}$ mg. In einem Kubikmeter Wolfenbütteler Gartenerde sind nach ELSTER und GEITEL[2]) $2 \cdot 10^{-4} = ^1/_5$ mg Radium enthalten, also rund tausendmal soviel. Daraus schließt er, daß das Radium in der Erde nicht gleichmäßig über die Masse verteilt vorkommen kann, sondern auf die Nähe der Erdoberfläche beschränkt sein muß. Bei einer Verteilung nur auf der Oberfläche von $5 \cdot 10^{14}$ qm würden 0,4 g pro qm entfallen, eine Menge, die einer 6 cm mächtigen Schicht Uranpechblende entsprechen würde.

Nach STRUTT[3]) liegt der Radiumgehalt der massigen Gesteine zwischen $25 \cdot 10^{-12}$ bis $1{,}8 \cdot 10^{-12}$ g (vgl. die oben mitgeteilte Tabelle). Auch diese Werte sind sehr erheblich größer als die für das thermische Gleichgewicht erforderliche Menge an Radium.

Dieses Mißverhältnis beweist, daß der Radiumgehalt nicht gleichmäßig über die Erdmasse verteilt sein kann, sonst würde man zu dem unmöglichen Ergebnis kommen, daß die Erde ständig wärmer würde. STRUTT und nach ihm ELSTER und GEITEL berechnen ferner unter derselben Voraussetzung noch die Mächtigkeit der radiumhaltigen Schale. Ist R der Erdradius, ϱ der für das thermische Gleichgewicht erforderliche Radiumgehalt in der Volumeneinheit der Erdmasse $= 2{,}5 \cdot 10^{-13}$, x der beobachtete mittlere Radiumgehalt der massigen Gesteine in der Volumeneinheit, R_1 der Radius des radiumfreien Kernes.

---

den nachfolgenden Berechnungen bin ich ELSTER und GEITEL gefolgt und habe die von ihnen benutzten Konstanten gleichfalls der Berechnung zugrunde gelegt. Es ist $R = 6{,}3703 \cdot 10^8$ cm, $\frac{d\vartheta}{dx} = T = 0{,}0003$, $\lambda = 0{,}006$, $e = 0{,}0373$ gesetzt worden.

[1]) C. LIEBENOW: „Notiz über die Radiummenge." Phys. Zeitschr. V. 1904, S. 625—626.

[2]) ELSTER und GEITEL: „Über die Radioaktivität der Erdsubstanz." S. 23.

[3]) R. J. STRUTT: „On the Distribution of Radium in the Earth's Crust, and on the Earth's Internal Heat." Proc. of the Royal Soc. of London 77, 1906, S. 480—482.

so ist die Mächtigkeit der Radiumschale

$$\delta = R - R_1.$$

Das thermische Gleichgewicht erfordert eine gesamte Radiummenge von:

$$^4/_3 \pi R^3 \varrho,$$

dieselbe soll gleich sein der auf eine Oberflächenschale beschränkten Radiummenge von $^4/_3 \pi (R^3 - R_1^3) \varkappa$, also:

$$^4/_3 \pi R^3 \varrho = {}^4/_3 \pi (R^3 - R_1^3) \varkappa \quad \ldots \ldots \ldots \quad 1)$$

$$R_1 = R \sqrt[3]{1 - \frac{\varrho}{\varkappa}} \quad \ldots \ldots \ldots \quad 2)$$

$$\delta = R \left(1 - \sqrt[3]{1 - \frac{\varrho}{\varkappa}}\right),$$

oder in erster Annäherung

$$\delta = \frac{R \varrho}{3 \varkappa} \quad \ldots \ldots \ldots \quad 3)$$

Dieser Näherungswert ist für die nachfolgende Berechnung von ausreichender Genauigkeit.

Die Mächtigkeit der Radiumschale ist in erster Linie von dem mittleren Radiumgehalt der massigen Gesteine abhängig.

Die nachfolgende Kurve gibt die Dicke der Radiumzone für die verschiedenen Radiumwerte der massigen Gesteine an innerhalb der von STRUTT beobachteten Grenzen. Sie schwankt zwischen 22 und 300 km, je nachdem man den größten oder kleinsten beobachteten Wert einsetzt.

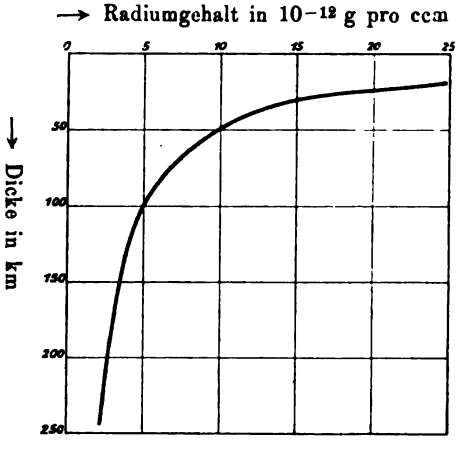
STRUTT gab $\varkappa$ den mittleren Wert $5 \cdot 10^{-12}$ g, eine Zahl, die er für den Augitsyenit von Laurvig, Norwegen, ermittelt hat, der von den untersuchten Gesteinen wohl der idealen Durchschnittszusammensetzung der Erdkruste noch am nächsten kommt; er fand 108 km Mächtigkeit der Radiumzone für diesen Wert.

Als Durchschnittswert aller seiner Beobachtungen findet man $\varkappa = 9{,}14 \cdot 10^{-12}$ g. Welcher Wert als am wahrscheinlichsten anzunehmen ist, soll zunächst unentschieden bleiben.

Auf einem völlig verschiedenen Wege hat EVE[1]) die Menge des Radiums in der Erde zu bestimmen versucht. Er benutzte die von der Erde ausgehenden γ-Strahlen, die sich durch ihr außerordentlich hohes Durchdringungsvermögen auszeichnen und offenbar auch zum größten Teil vom Radium herstammen. Dieselben üben für sich eine Ionisierung der Luft aus und

[1]) S. EVE: On the Radioactive Matter in the Earth and the Atmosphere. Phil. Magaz. XII, 1906, S. 189—200.

werden erst durch einen Bleimantel von 5 cm Stärke zurückgehalten. Es sei hier kurz das Endergebnis des ziemlich komplizierten Weges mitgeteilt. Ist σ die Summe aller γ-Strahlen, die in den Apparat von der Erde aus hineingelangen, α ihr Absorptionskoeffizient in derselben, $= 0{,}092$ für das Zentimeter gefunden, $\varkappa$ die Intensität der von 1 g Radium ausgehenden, auf die Entfernung 1 cm reduzierten γ-Strahlen, so läßt sich $\frac{\varkappa}{\sigma}$ bestimmen. Dieser Wert beträgt $1{,}4 \cdot 10^9$ (von ELSTER und GEITEL auf 1 g Radium umgerechnet).



Die Mächtigkeit der Radiumschale in ihrer Abhängigkeit von dem Radiumgehalt der Gesteine.

Die in der Volumeneinheit enthaltene Radiummenge ϱ findet man zu:

$$\varrho = \frac{\alpha \sigma}{2 \pi \varkappa} = 11 \cdot 10^{-12} \text{ g}.$$

Mag diese Methode auch mit Beobachtungsfehlerquellen noch behaftet sein, so ist das Ergebnis doch recht bemerkenswert. Der Wert fällt in die STRUTTsche Beobachtungsreihe hinein und kommt dem Durchschnittswert von $9{,}14 \cdot 10^{-12}$ sogar recht nahe.

Zusammenfassung.

Die Abkühlungshypothese erklärt, wie KOENIGSBERGER gezeigt hat, den beobachteten Verlauf des Temperaturgefälles

in tiefen Bohrlöchern nicht befriedigend. Als weitere Wärmequellen kommen radioaktive und chemische Prozesse in Frage.

Radioaktive Substanzen, vor allem das Radium, sind in geringen Mengen allgemein verbreitet, wie die Aktivität der Bodenluft, der Quellen, Thermen und Petroleumquellen, von Bodenproben, Eruptivgesteinen und Sedimenten beweist. Die darin beobachtete Radiummenge ist größer, als zur Herstellung des thermischen Gleichgewichts erforderlich ist. Da die Erde nicht allmählich wärmer wird, kann die Radioaktivität deshalb nicht gleichmäßig über die ganze Erdmasse verteilt sein, sondern muß auf eine Oberflächenschale beschränkt sein, während der Erdkern frei davon ist. Die Mächtigkeit der aktiven Schale ist von dem mittleren Radiumgehalt der Gesteine abhängig und ist zwischen 20 und 300 km einzugrenzen.

Ursache der oberflächlichen Verbreitung des Radiums oder der Radioaktivität.

Darf es nach den mitgeteilten Forschungsergebnissen als sehr wahrscheinlich gelten, daß der Radiumgehalt oder die Aktivität in bestimmten Tiefen abnimmt bzw. ganz aufhört, so ist zunächst der Grund dieses eigenartigen Verhaltens zu ermitteln. Man wird kaum fehlgehen, die Ursache hierfür in der Eigenart der radioaktiven Erscheinungen selbst zu suchen. Nach der Desaggregationstheorie von RUTHERFORD und SODDY sind die radioaktiven Elemente instabil. Ihr Zerfall ist mit einer gewaltigen Energieentwicklung verknüpft, für die es unter den gewöhnlichen chemischen Reaktionen kein Analogon gibt. Auch noch durch einen weiteren Punkt unterscheiden sich diese Reaktionen. Ihr Verlauf wird durch die Temperatur in keiner Weise beeinflußt. BRONSON[1]) hat ein Temperaturgebiet von -180° bis $+1600^{\circ}$ daraufhin untersucht. Auch SCHMIDT[2]) fand bis 1300° keine Änderung der Halbierungskonstante von Radium C. Selbst bei den hohen Temperaturen, wie sie auf der Sonne herrschen, scheinen sich radioaktive Prozesse abzuspielen, wie der Heliumgehalt dartut, der auf der Sonne bekanntlich früher als in der Erdatmosphäre nachgewiesen wurde. Helium ist aber ein Nebenprodukt des Radiumzerfalls. Die mit der Tiefe in der Erde zunehmende

[1]) H. L. BRONSON: „The Effect of Temperature on the Activity of Radium and its Transformation Products." Proc. of the Royal Soc. of London 78, 1907, S. 494—500.

[2]) H. W. SCHMIDT: „Über den Zerfall von Radium B und C bei hohen Temperaturen." Phys. Zeitschr. IX, 1908, S. 113—117.

Temperatur kann aus diesem Grunde nicht Ursache des Aufhörens der Radioaktivität bzw. des Radiumgehalts in einer gewissen Tiefe sein.

Ausgehend von der Beobachtung, daß Meteoreisen nicht radioaktiv ist, diskutieren STRUTT, ferner ELSTER und GEITEL[1]) als mögliche Ursache für die Verbreitung des Radiums nahe der Oberfläche die Inhomogenität der Erdmasse. Wie die mittlere Dichte der Erde beweist, muß der Erdkern aus spezifisch schwererer Masse bestehen. Nach WIECHERT[2]) hätte man ihn sich als Eisenkern von ca. 5000 km Radius zu denken. Es wäre demnach ein Radiumgehalt nur in der Lithosphäre vorhanden, der Kern als radiumfrei anzunehmen. Allein die Radiumschale erreicht bei weitem nicht die hierzu notwendige Dicke, wie alle Rechnungen ergeben.

Die Zahl der Elemente, die nach Art des Radiums instabil sind, ist, soweit unsere Kenntnis bis jetzt reicht, eine beschränkte, obschon nicht von der Hand zu weisen ist, daß dieselbe eine allgemeine Eigenschaft der Materie[3]) sein kann. Es sind das Elemente mit hohen und höchsten Atomgewichten: Uran 238,5, Thorium 232,5, Aktinium (?), Radium 225. Man kann den Bau dieser Atome vielleicht als besonders kompliziert ansehen. Sie befinden sich an der Erdoberfläche in einem instabilen Zustand. Nun kann die Frage aufgeworfen werden, ob nicht gewisse physikalische Bedingungen denkbar wären, unter welchen auch diese Elemente stabil sind wie die große Mehrzahl und ein Zerfall unter Energieabgabe nicht mehr eintritt.

V. D. BORNES[4]) Untersuchungen haben ergeben, daß die Eruptivgesteine die eigentlichen Träger der radioaktiven Stoffe sind. Diese haben also denselben Ursprung wie das vulkanische Magma und stammen aus den gleichen Tiefen, d. h. aus der Lithosphäre. Die obigen Erörterungen führen zu dem Ergebnis, daß radioaktive Prozesse unter Wärmeabgabe sich nur in einer verhältnismäßig wenig mächtigen Oberflächenschale (20—300 km, je nach dem anzunehmenden Radiumgehalt) abspielen. Eruptives Material kann auch aus größeren Tiefen

[1]) ELSTER und GEITEL: a. a. O. S. 31, 32.

[2]) WIECHERT: „Über die Massenverteilung im Innern der Erde." Nachrichten v. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1897, S. 221—243.

[3]) NORMANN R. CAMPBELL: „Die Radioaktivität als allgemeine Eigenschaft der chemischen Elemente." Jahrb. d. Radioaktivität und Elektronik 1905, S. 434.

[4]) V. D. BORNE: „Untersuchungen über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren." Habilitationsschrift Breslau 1905, S. 36.

stammen, für welche eine Radioaktivität nicht mehr zu erwarten ist. Es ist die Frage nun zu stellen: „Sind jene Tiefen radiumfrei oder besitzen sie den gleichen Radiumgehalt, sind aber die physikalischen Bedingungen derartige, daß ein Zerfall unter Energieentwicklung dort nicht mehr in dieser Weise eintritt?“

Der Umstand, daß die Eruptivgesteine und radioaktiven Substanzen aneinander gebunden sind und die am stärksten aktiven Mineralien ihre Stoffe zweifellos aus Eruptivgesteinen hergenommen haben, spricht zugunsten der zweiten Vorstellung. Dann kann die mögliche Ursache des Zerfalls nur in dem gegen die Erdoberfläche zu abnehmenden Druck gesucht werden.

Der inaktive Kern geht bis zu der Stabilitätsgrenze der radioaktiven Substanzen, die bei einem bestimmten Druck erreicht sein würde.

Bei höherem Druck sind diese in ihrem Bau kompliziertesten Elemente stabil, während sie in Gebieten niederen Drucks in einfacher gebaute Elemente[1]) zerfallen.

Eruptivgesteine und damit radioaktive Stoffe dringen aus der Tiefe gegen die Oberfläche empor, aus Gebieten hohen Drucks in solche niedrigeren Drucks, würde auf diese Weise eine stete Ergänzung der bereits zerfallenen radioaktiven Massen durch den Vulkanismus denkbar sein.

In einer Tiefe von

22	km	herrschen	5940	Atm.	Druck
50	-	-	13500	-	-
108	-	-	29160	-	-
300	-	-	81000	-	-

die mittlere Dichte der Gesteine = 2,7 gesetzt. Nach den Struttschen Zahlen würden die für die Stabilitätsgrenze in Frage kommenden Druckkräfte von der obigen Größenordnung sein.

Die Temperatur im Erdinnern.

Geht man von der Voraussetzung aus, daß auf der Erde ein stationäres Wärmegleichgewicht besteht, und daß dasselbe

[1]) Einen ähnlichen Gedanken spricht Marckwald und vor ihm Levin aus, daß unter dem ungeheueren Druck und der hohen Temperatur des Erdinnern die radioaktiven Prozesse langsamer oder sogar in umgekehrter Richtung verlaufen. W. Marckwkld: Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. **41**, 1908, Nr. 8, S. 1559. M. Levin: Zeitschr. f. Elektrochemie 13, 1907, S. 392—393.

durch wärmeentwickelnde Vorgänge, die ihren Sitz in der Oberflächenschale der Erdkugel haben, hergestellt wird. so wird die Vorstellung, die man sich auf Grund der Abkühlungshypothese von der Wärmeverteilung im Erdinnern gemacht hat. in wesentlichen Punkten zu ändern sein. Die Temperatur des Erdinnern kann dann die hohen Werte von der Größenordnung 100000° (Sv. ARRHENIUS) nicht erreichen, sie wird vielmehr unterhalb der radioaktiven Schale konstant sein müssen und zwar keinen allzuhohen Maximalwert erreichen [LIEBENOW[1])].

Die konstante Maximaltemperatur an der unteren Grenze der radioaktiven Zone ist von STRUTT[2]) berechnet und von ELSTER und GEITEL[3]) durch Einführung des Näherungswertes vereinfacht worden. Ist $-\frac{d\vartheta}{dx}$ der Temperaturgradient, λ das Wärmeleitungsvermögen, e die Wärmeproduktion von 1 g Radium in der Sekunde, $\varkappa$ der Radiumgehalt in 1 ccm, R der Erdradius, δ die Dicke der Radiumschale und Θ die konstante Maximaltemperatur, so läßt sich die Temperatur als Funktion der Tiefe berechnen.

Vernachlässigt man die Erdkrümmung, so fließt in der Zeiteinheit durch die Einheit des Querschnitts die Wärmemenge:

$$w = \frac{d\vartheta}{dx} \cdot \lambda \quad \ldots\ldots\ldots\ldots 1$$

Diese Wärmemenge soll durch radioaktive Prozesse erzeugt werden. Die Radiummenge $\varkappa$ der Volumeneinheit der Gesteine liefert die Wärme $\varkappa e$, es ist also:

$$\frac{dw}{dx} = -\varkappa e \quad \ldots\ldots\ldots\ldots 2$$

Daraus folgt durch Einsetzen von w

$$\frac{d^2\vartheta}{dx^2} = -\frac{\varkappa e}{\lambda} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots 3$$

$\varkappa$, e und λ sollen als Konstante angesehen werden. Diese Annahme ist zwar für den Wert λ nicht streng richtig. Durch Integration erhält man:

$$\vartheta = -\frac{\varkappa e}{2\lambda}(x^2 + a x + b).$$

a und b sind Konstanten. Dieselben bestimmen sich durch folgende Grenzwerte. An der Oberfläche, also für $x = 0$.

[1]) LIEBENOW: a. a. O. S. 626.
[2]) STRUTT: a. a. O. S. 480—484.
[3]) ELSTER und GEITEL: a. a. O. S. 29—30.

kann die Temperatur $\vartheta = 0$ gesetzt werden. An der unteren Grenze der Radiumschale, in der Tiefe $x = \delta$, ist die Temperatur konstant; der Gradient $\frac{d\vartheta}{dx} = 0$ zu setzen. Diese Bedingungen ergeben $b = 0$ und $a = -2\delta$. Durch Einsetzen erhält man:

$$\vartheta = \frac{\varkappa e}{2\lambda} x (2\delta - x) \quad \ldots \ldots \ldots \quad 4)$$

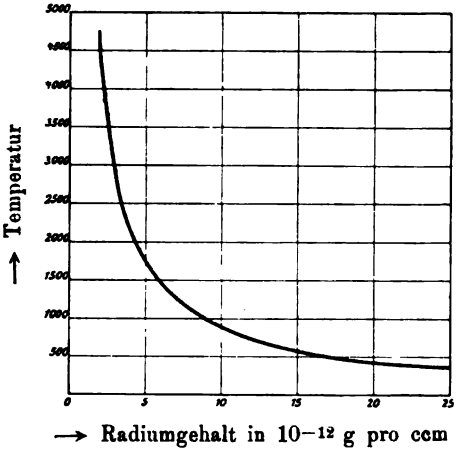
Diese Formel gibt die zu jeder Tiefe gehörige Temperatur an und ist zur Konstruktion der Temperaturgefällskurven auf dem unten mitgeteilten Diagramm verwandt worden. Daraus folgt die konstante Maximaltemperatur an der unteren Grenze der Radiumzone, also in der Tiefe $x = \delta$,

$$\Theta = \frac{\varkappa e}{2\lambda} \delta^2 \quad \ldots \ldots \ldots \quad 5)$$

und, da $\delta = \frac{R\varrho}{3\varkappa}$,

$$\Theta = \frac{e R^2 \varrho^2}{18 \lambda \varkappa} \quad \ldots \ldots \ldots \quad 6)$$

Berechnet man mit Hilfe dieser Formel mit den Konstanten von ELSTER und GEITEL, die von STRUTT selbst benutzten zeigen kleine Abweichungen, die Maximaltemperatur Θ, so schwankt dieselbe je nach dem mittleren Radiumgehalt zwischen 350^0—5000^0.



Die vorstehende Kurve gibt die konstanten Temperaturen für die verschiedenen $\varkappa$-Werte an.

KOENIGSBERGER[1]) nimmt an, daß die Wärmeentwicklung nach dem Innern nicht plötzlich, sondern allmählich abnimmt. z. B. proportional einer beliebigen Potenz n des Erdradius. dann ist, wenn x den Abstand von der Oberfläche, r den variabelen Abstand vom Erdmittelpunkt bedeutet, der Temperaturgradient an der Oberfläche

$$\frac{d\vartheta}{dr} = -\frac{q'}{\lambda}\frac{r^{n+1}}{n+3} = -0{,}0003,$$

im Abstand x

$$\frac{d\vartheta}{dr} = \left(1-[n+1]\cdot\frac{x}{R}\right),$$

während in den ersten 10—20 km der Temperaturgradient durch Kompensation durch die Abnahme des Wärmeleitvermögens annähernd konstant ist. Es könnte die maximale Innentemperatur für n = 30 erreicht sein und höchstens 3000° betragen.

Alle diese Beobachtungen und Berechnungen führen zu relativ niedrigen Maximal-Temperaturen im Erdinnern, die schon in geringer Tiefe erreicht werden.

Auf einem anderen Wege hat THIENE[2]) Anhaltspunkte für die Schätzung der maximalen Erdtemperatur im Erdinnern zu gewinnen gesucht. Die untere Grenze ergibt sich aus der Temperatur der Laven bei ihrer Eruption. Dieselben besitzen eine Temperatur von ca. 1000°.

Bedenkt man, daß das Magma auf seinem Wege bis zur Oberfläche und durch physikalische Vorgänge während der Eruption erhebliche Wärmemengen verloren hat, so ist als untere Grenze 2000° nicht zu niedrig angesetzt. Die obere Grenze muß die kritische Temperatur der auf der Erde vorkommenden Substanzen sein, da die Stoffe im überkritischen Zustand vollkommen gemischt sein müssen, und eine Sonderung nach dem spezifischen Gewicht, wie sie für die Erde anzunehmen ist, nur unterhalb der kritischen Temperatur möglich ist. Dieselbe wird zu ca. 10000° angenommen. Gegen diese letzte Schlußfolgerung ist einzuwenden, daß eine Seigerung von Gasen mit großen Dichteunterschieden auch im überkritischen Zustand denkbar ist und jedenfalls auf der Sonne[3]) z. B. statt-

[1]) J. KOENIGSBERGER: „Über den Temperaturgradienten der Erde bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse." Phys. Zeitschr. 1906, S. 298.

[2]) THIENE: „Temperatur und Zustand des Erdinnern." Jena 1907. S. 51—52.

[3]) SV. ARRHENIUS: a. a. O. S. 106.

gefunden hat. Überdies schließt der hyperkritische Zustand selbst die Krystallisation nicht aus, wie TAMMANN[1]) am Phosphoniumchlorid gezeigt hat.

Alle oben mitgeteilten Berechnungen haben zur Grundlage die Voraussetzung des stationären thermischen Gleichgewichts. Es ist nun die Frage auf geologischer Basis zu prüfen, ob ein solches Gleichgewicht überhaupt besteht.

Besteht ein stationäres Wärmegleichgewicht?

Lassen sich im Laufe der geologischen Perioden Tatsachen heranziehen, die für eine stetige Abkühlung der Erde sprechen oder nicht? Hier stellen sich große Schwierigkeiten entgegen, weil einmal unsere Kenntnis der Paläogeographie noch in dem ersten Anfangsstadium steckt und außerordentlich lückenhaft und unsicher ist, zweitens weil Klimaänderungen von einer Reihe anderer Faktoren eher abhängen als von der Eigenwärme der Erde, also zur Entscheidung nicht ohne weiteres verwendbar sind. Seit den unermeßlich langen Zeiten[2]), während welchen die Erde für Organismen bewohnbar ist, muß an der Oberfläche die Temperatur in engen Grenzen nahezu konstant gewesen sein. Denn Organismen sind in ihren Lebensbedingungen mit der flüssigen Phase des Wassers verknüpft. Die mittlere konstante Bodentemperatur an der Oberfläche, in einer Tiefe, die nicht mehr von äußeren Einflüssen abhängig ist, kann sich seit jener unendlich langen Zeit nur innerhalb enger Grenzen verändert haben; die abgegebene Wärme ist aus dem Wärmevorrat der Erde ständig ersetzt worden. Man darf wohl annehmen, daß der Temperaturgradient seit langen Zeiten angenähert denselben Wert besessen hat.

Verfolgt man die Erdgeschichte rückwärts, so ist eine zyklische Wiederholung von Perioden, die besonders große Umwälzungen auf der Erdoberfläche nach sich zogen, unverkennbar. In den einzelnen Zyklen ist stets die Reihenfolge die gleiche. Zeiten der Ruhe sind mit der Ausbreitung der Ozeane verbunden, sie fallen mit den großen allgemeinen Meerestransgressionen zusammen. Es folgen die Perioden der Gebirgsfaltung und gleichzeitig eine besonders starke vulkanische Tätigkeit. Den Abschluß bildet eine Eiszeit. Die Ursache dieser zyklischen Wiederholung kann nur in der Erde selbst gesucht werden. Es sind Kräfte im Innern, die allmählich

[1]) G. TAMMANN: a. a. O. S. 284.
[2]) SV. ARRHENIUS: a. a. O. S. 285.

anwachsen und Spannungen in der Oberflächenkruste erzeugen, die schließlich zur Auslösung gelangen und dann die Umwälzungen auf der Erde bewirken, bis sich ein neues Gleichgewicht wieder hergestellt hat.

Das Kräftespiel im Innern dauert während der Ruheperiode fort, bis die Auslösung des nächsten Zyklus erfolgt.

Seit Beginn der paläozoischen Periode unterscheidet ARLDT[1]) folgende fünf Zyklen (siehe nebenstehende Tabelle).

Was zunächst die Eiszeiten betrifft, so ist jedenfalls die diluviale Vereisung unstreitig die größte gewesen. Sie beschränkte sich nicht nur auf die nördliche Hemisphäre, sondern auch auf der südlichen sind Spuren einer stärkeren Vereisung allenthalben zu konstatieren.

Die permocarbonische[2]) Eiszeit ist vor allem auf dem alten Gondwana-Kontinent zur Entwicklung gelangt. Zu einer Inlandeisbildung ist es höchstens in Indien und Australien gekommen, während in Südafrika die Eismassen von dem Hochgebirge ausgingen. Auf der nördlichen Halbkugel kennt man sichere Spuren einer permischen Vereisung nur an wenigen Punkten, so z. B. in England.

Weit weniger intensiv ist die devonische Vereisung gewesen, die im Oldred Schottlands nachgewiesen ist und sich an das Kaledonische Faltengebirge anschließt.

Spuren einer silurischen Vergletscherung trifft man im südwestlichen Schottland, ausgehend von dem Hebridenzug.

Glazial sind endlich wohl die präcambrischen Gaisaschichten am Varangerfjord in Norwegen, ferner die Konglomerate bei Cobald[3]), N. Ontario, Kanada.

Ist unsere Kenntnis von den älteren Eiszeiten auch eine außerordentlich lückenhafte und unsichere, so läßt sich doch das eine mit Sicherheit erkennen, daß im Laufe der Erdgeschichte die zyklisch wiederkehrenden Vereisungen an Intensität zugenommen haben.

Auch die Gebirgsfaltungen treten in gewissen Perioden besonders intensiv auf. Die letzte Periode, die zur Miocänzeit ihren Kulminationspunkt erreichte, hat die jugendlichen Faltengebirge vom Typus der Alpen entstehen lassen. Die Frage, ob die tertiären Faltungen mehr oder weniger intensiv waren als die der vorangegangenen Carbonzeit, läßt sich dahin

[1]) TH. ARLDT: „Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Ein Beitrag zur vergleichenden Erdgeschichte." Leipzig 1907. S. 506.

[2]) E. KOKEN: „Indisches Perm und die permische Eiszeit." Neues Jahrb. Min., Festband 1907, S. 446.

[3]) Amer. Journ. Sc. 4, Bd. 23, 1907, S. 187.

Zyklus	Periode	Eiszeit	Gebirgsbildung	Vulkanische Tätigkeit	Transgressionen
Mesozoisch-känozoischer Zyklus	Jetztzeit			Eruption der Basalte, Trachyte u. Phonolithe usw. Max. zur Tertiärzeit	
	Quartär	Diluviale Eiszeit			
	Tertiär		Alpin. Gebirgsfaltung		
	Kreide				Mesozoische Transgression. Max. Cenomane Transgression.
	Jura				
	Trias				
	Zechstein				
Jung-paläozoischer Zyklus	(Permocarbon)	Permische Eiszeit			
	Rotliegendes		Hercynische Gebirgsfaltung	Eruption der Porphyre, Porphyrite u. Melaphyre	
	Obercarbon				
	Untercarbon				
	Oberdevon				Devon. Transgression
Mittel-paläozoischer Zyklus	Mitteldevon	Devonische Eiszeit	Kaledonische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	
	Unterdevon				
	Obersilur				Ob.-silur. Transgress.
Alt-paläozoischer Zyklus	Untersilur	Silurische Eiszeit	Brasilische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	
	Cambrium				Cambr. Transgress.
Algonkischer Zyklus	Präcambrium	Präcambr. Eiszeit	Hebridische Gebirgsfaltung	Eruption von Diabasen	Unteralgonkische Transgression

beantworten, daß die Intensität und Ausdehnung der tertiären Faltungen den carbonischen gegenüber geringer ist. In dem Alpengebiet z. B. ist eine vorpermische, carbonische Faltung nachweisbar. Dieselbe greift aber weit über dieses Gebiet hinaus. Carbonisch sind die Auffaltungen der deutschen Mittelgebirge; hier ist die carbonische Faltung sicher ausgedehnter gewesen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in anderen Gebieten der Erde. Schwieriger ist diese Frage für die ältesten Faltungszyklen zu beantworten, da die in dieser Zeit entstandenen Gebirge zum größten Teil verhüllt sind und kein klares Bild von der Ausdehnung und dem Umfang gewinnen lassen. Immerhin läßt sich doch erkennen, daß die Gebirgsfaltungen an Intensität und Umfang im Verlauf der Erdgeschichte abgenommen haben.

Perioden der Gebirgsbildung und Zeiten erhöhter vulkanischer Tätigkeit fallen zusammen. Dieses Zusammentreffen zeigt deutlich, daß beide Phänomene in letzter Linie auf die gleichen Ursachen zurückzuführen sind. Die tertiäre Eruptivtätigkeit bleibt hinter der permisch - carbonischen zurück. ARLDT[1]) taxiert die vulkanischen Eruptionen während der ältesten Formationen in ihrer ganzen Ausdehnung einer Sedimentation von ca. 6000 m Mächtigkeit entsprechend, während die permocarbonischen nur = 4000 m, die tertiären höchstens 1200 m Sedimentation äquivalent sind. Die Zeiten erhöhter vulkanischer Aktivität sind demnach kürzer geworden und infolgedessen die geförderte Masse geringer.

Hieraus ist zu entnehmen, daß der Vulkanismus im Laufe der Zeit an Intensität abgenommen hat und damit auch die ihn erzeugenden Kräfte. Zunahme der Intensität und Ausdehnung der Eiszeiten, Abnahme des Vulkanismus und der Gebirgsbildung weisen auf eine allmähliche Abkühlung der Erde hin. Ein durch Radiumwärme erzeugtes stationäres Wärmegleichgewicht besteht demnach sicherlich nicht, da sich eine fortschreitende Abkühlung zu erkennen gibt. Bei einem vollständigen Gleichgewicht müßte in der obersten Erdkruste Ruhe herrschen. Erst durch Störung desselben aber sind die dynamischen Vorgänge, die in Gebirgsbildung, säkularen Hebungen und Senkungen, vulkanischen Ausbrüchen und Auslösen von Erdbeben bestehen, möglich.

Wenn nun ein derartiges stationäres Gleichgewicht nicht bestanden hat, so hat es sich auch in der jüngsten Ver-

[1]) ARLDT: a. a. O. S. 495.

gangenheit nicht erst eingestellt; denn dieselben Faktoren, die die Gleichgewichtsstörungen der Kruste bedingen, wirken noch jetzt, wie die Erdbeben davon Zeugnis ablegen, daß fortwährend noch Spannungen in der Erdkruste entstehen und zur Auslösung gelangen.

Die letzte Ursache aller dynamischen Störungen der Erdkruste kann also nur die stetig fortschreitende Abkühlung der Erde sein.

Es läßt sich jedoch das eine deutlich erkennen, daß durch die Wärmeerzeugung des in der Oberflächenschale zerfallenden Radiums und anderer radioaktiver Stoffe der Abkühlungsprozeß außerordentlich stark aufgehalten wird und dadurch die unendlich langen Zeiträume geschaffen worden sind, in denen sich die organische Lebewelt zu ihrer heutigen Höhe hat entwickeln können.

Die Erde verfügt nach den obigen Ausführungen über zwei Hauptwärmequellen, erstens den ursprünglichen Vorrat an Eigenwärme, zweitens die Wärme, die durch radioaktive Prozesse nächst der Oberfläche erzeugt wird. Chemische Prozesse können als Wärmequellen wohl lokal von Bedeutung werden, man wird ihnen aber einen allgemeinen entscheidenden Einfluß auf die Wärmeverhältnisse kaum beimessen.

Dem thermischen Gleichgewicht strebt der Abkühlungsprozeß zu, ohne es bisher erreicht zu haben. Wie groß der Anteil ist, der im Wärmehaushalt der Erde auf Rechnung radioaktiver Prozesse zu setzen ist, ist unbekannt; sie dürften indes wohl die Hauptmasse der ausgegebenen Wärme liefern.

Der Verlauf der Temperaturgefällskurve und der Schmelzkurve des Magmas in der Erde.

Die Erde ist als eine sich abkühlende Kugel mit einer nicht unbedeutenden Wärmequelle in ihrer äußeren Schale aufzufassen. Zu diesem Schluß führen die Untersuchungen STRUTTs und einer Reihe anderer Beobachter. Das Ansteigen der Temperatur mit wachsender Tiefe wird demnach anderen Gesetzen folgen müssen, als sich aus der Abkühlungshypothese ergibt.

Die Ableitung eines Temperaturgesetzes in der Erde für den Fall, daß auf der Erde durch radioaktive Prozesse ein stationäres Wärmegleichgewicht herbeigeführt ist, hat STRUTT gegeben. Diese Voraussetzungen sind aber auf der Erde nicht ganz erfüllt. Die Temperaturgefällskurve, die die Temperatur

als Funktion der Tiefe aufzeichnet, läßt sich in ihrem Verlauf durch nachfolgende zwei Grenzfälle einengen.

1. Die Wärme entstammt nur dem ursprünglichen Vorrat. Die Temperatur nimmt der Abkühlungshypothese gemäß etwa proportional mit der Tiefe zu. Der Gradient ist nächst der Oberfläche im Mittel 0,0003.

2. Die Wärme wird allein durch radioaktive Prozesse in einer oberflächlichen Schale erzeugt.

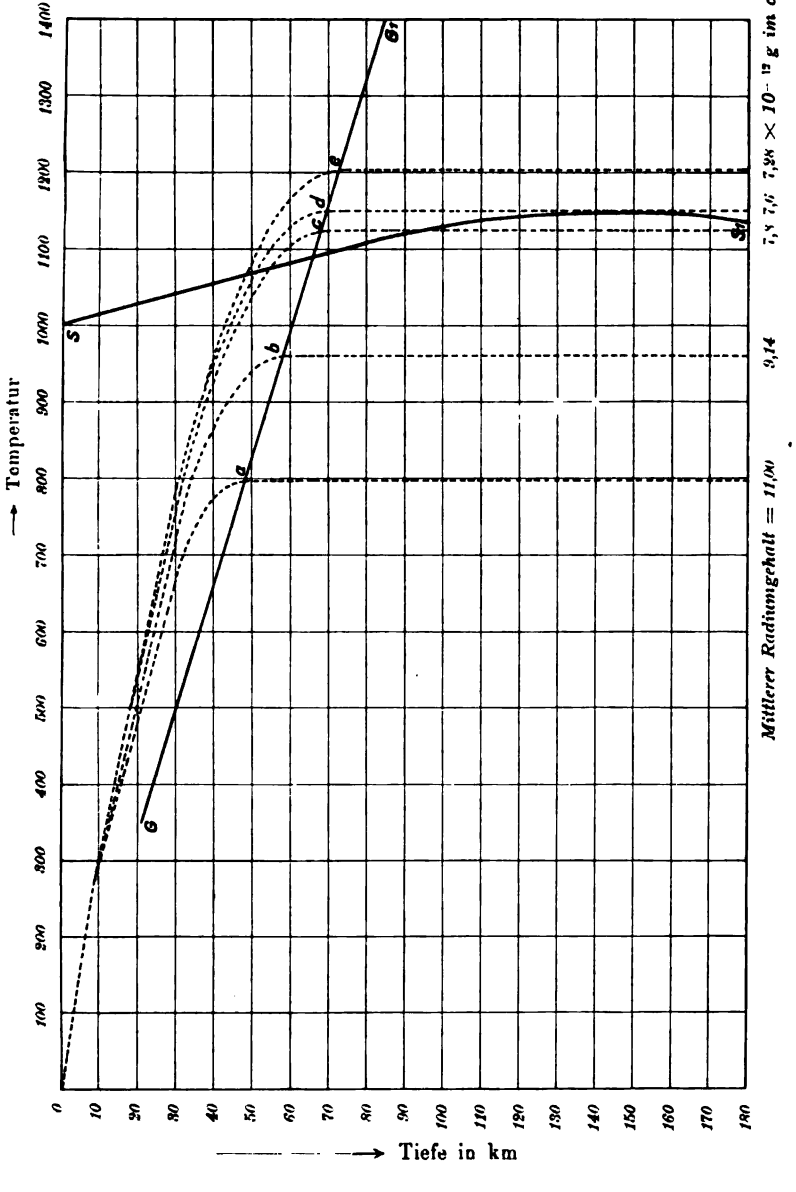
Der Gradient ist nächst der Oberfläche im Mittel 0,0003, nimmt mit wachsender Tiefe ab, um an der unteren Grenze der wärmeproduzierenden Schale 0 zu werden. Die Dicke dieser Schale und die unterhalb derselben herrschende konstante Temperatur ist von dem mittleren Radiumgehalt der Erdkruste in erster Linie abhängig.

Die wirkliche Temperaturgefällskurve der Erde wird zwischen den für die beiden Grenzfälle giltigen Kurven verlaufen. Sie wird sich dem zweiten Grenzfall um so mehr nähern müssen, je größer der auf die Radiumwärme entfallende Anteil ist. Danach kann man sich folgendes Bild von dem Verlauf der Temperaturkurve machen. Bis zu 10 bis 20 km ist die Kurve nahezu geradlinig, der Gradient konstant = 0,0003, dann biegt die Kurve um; unterhalb der aktiven Schale wird die Temperatur nur sehr langsam ansteigen. Die Kurve verläuft ähnlich wie die für den Grenzfall giltige, daß durch Radiumwärme stationäres Gleichgewicht herbeigeführt wird. Für Tiefen bis zu einigen 100 km wird sich das Bild, welches den zweiten Grenzfall von der Temperaturverteilung in der Erde gibt, nicht allzuweit von den tatsächlichen Verhältnissen entfernen.

In erster Linie wird für den Verlauf dieser Kurve der mittlere Radiumgehalt der Gesteine der Oberflächenschale bestimmend sein.

Zur Beantwortung der eingangs gestellten Frage, bis zu welchen Tiefen die Krystallisation der Erdkruste vorgerückt ist, ist eine Diskussion notwendig, wo die dem wahrscheinlich anzunehmenden Radiumgehalt entsprechende Temperaturgefällskurve die Schmelzkurve schneidet.

Auf der nachfolgenden Tafel sind auf der Abszisse die Temperaturen, auf der Ordinate die Tiefen nach unten abgetragen. Es soll ferner nur der Grenzfall, daß die Radiumwärme allein die Wärmequelle liefert, berücksichtigt werden, da dieser Fall bereits eine angenäherte Vorstellung von den Verhältnissen, wie sie in der Wirklichkeit anzunehmen sind, zu liefern vermag.


Temperatur
Tiefe in km
Mittlerer Radiumgehalt = 11,00 9,14 7,8 7,6 7,38 × 10⁻¹² g im ccm-Gestein.
S
Gr
G
a
b
c
d
e

proportional mit
als Funktion der Tiefe aufzeichnet, läßt si beide Werte sind
durch nachfolgende zwei Grenzfälle eine gehalt der Gesteine.

1. Die Wärme entstammt nur dem sollen zunächst noch
Die Temperatur nimmt der Abkühlur ndern die Aufgabe ist
proportional mit der Tiefe zu. De Schmelzkurve ist, so ist
Oberfläche im Mittel 0,0003. ach 1150° nicht zu hoch.

2. Die Wärme wird allein d nteren Grenzen der aktiven
einer oberflächlichen Schale erze ade konstanten Temperaturen

Der Gradient ist nächst d Werte durch die Gerade $G G_1$
nimmt mit wachsender Tiefe a en die Temperaturgefällskurven
wärmeproduzierenden Schale das gegenseitige Verhalten von
Schale und die unterhall fällskurven sind drei Fälle möglich:
Temperatur ist von der wird nur einmal, und zwar in dem
kruste in erster Linie a geschnitten. Die Erstarrung ist bis

Die wirkliche T Schmelzpunkt hinaus vorgerückt und hat
zwischen den für di Krystallisation unter Volumenausdehnung
laufen. Sie wird
nähern müssen, j
fallende Anteil i Als Grenze ist eine Temperaturgefällskurve
von dem Verla die mit der Schmelzkurve einen Berührungspunkt
bis 20 km ist Diesen Kurven entsprechen Radiumwerte, die
konstant = 0 Voraussetzungen bis auf ca. $8{,}0 \cdot 10^{-12}$ g
aktiven Scha
steigen. Di wird mehrmals geschnitten, das
fall giltige. der aktiven Zone. In relativ geringer
herbeigefü Schmelzflüssigkeit der Gesteine erreicht. Der
sich das Abschnitt der Temperaturgefälls-
raturvert Sehne die Schmelzkurve zweimal; unter-
sächlich des maximalen Schmelzpunkts wird das
In Volumenvermehrung noch
mittle also um den maximalen Schmelzpunkt
besti
wel
ist
ar
k

Diese Bedingungen treffen für den zwischen der Grenz-
kurve von Fall 1, die nicht gezeichnet ist, und der Temperatur-
gefällskurve d, deren konstante Maximaltemperatur gleich der
Temperatur des maximalen Schmelzpunkts ist, zu, also für
Innentemperaturen, die nur wenig unter der Temperatur des
maximalen Schmelzpunkts liegen. Die hierzu gehörigen
Radiumwerte liegen nach den gemachten Annahmen zwischen
$6 \cdot 10^{-12}$ g und $7{,}6 \cdot 10^{-12}$ g im ccm.

3. Die Schmelzkurve wird nur einmal, und zwar in
ihrem oberen Teil, im Gebiet der Krystallisation unter Volumen-

Der anisotrop festen, relativ dünnen
isotrope Erdkern gegenüber.
,6 . 10^{-12} g im ccm liefern
se Bedingung erfüllen.
st nun als wahrscheinlich anzu-

esteinen festgestellte Radiumgehalt,
en Beobachtungen ergibt 9,14 . 10^{-12} g
Eschen Messungen folgt 11 . 10^{-12} g,
der höchstens für Fall 2. Nimmt man
zu höheren Temperaturen verlaufend an,
nehen, verlegt man den maximalen Schmelz-
berücksichtigt man endlich, daß die Grund-
stationären Wärmegleichgewichts nicht ganz erfüllt
rschieben sich die Temperaturkurven zu höheren
uren, und die Grenzbedingungen der obigen drei
erden von Kurven, die kleineren $\varkappa$-Werten angehören,
t. Damit wächst die Wahrscheinlichkeit, selbst für
Werte, die noch wesentlich unter den obigen Durchschnitts-
ert heruntergehen, Fall 1 oder wenigstens Fall 2 anzunehmen.

Man wird überhaupt den Wert der Zahlen, die durch die obige Überschlagsrechnung gewonnen sind, nicht überschätzen dürfen, denn die zur Rechnung benutzten Konstanten sind bisher kaum bis zur wünschenswerten Sicherheit festgestellt. Ferner treten weitere Komplikationen hinzu, die sich gar nicht übersehen lassen, wie Änderung der Wärmeleitfähigkeit mit der Temperatur, die nicht berücksichtigt wurde; überhaupt ist es schwierig, einen richtigen Mittelwert für die Wärmeleitfähigkeit zu finden, da derselbe bei den verschiedenen Gesteinen in den weitesten Grenzen schwankt.

Gegen Fall 1 und für Fall 2 und 3 sprechen Schlußfolgerungen, die sich aus der Art und Weise der Fortpflanzung von Erdbebenwellen für die Mächtigkeit der festen Erdkruste machen lassen. WIECHERT[1]) findet die Dicke der Erdrinde bis zur Magmaschicht aus der Geschwindigkeit der Hauptwellen in erster Annäherung zwischen 14 und 35 km liegend; die bei großen Weltbeben besonders häufig auftretenden Perioden von 17 und 18 Sekunden führen zur Mächtigkeit von 30 km. MILNE[2]) fand sie 30 engl. Meilen = 48 km.

[1]) E. WIECHERT und K. ZOEPPRITZ: „Über Erdbebenwellen." Nachrichten d. Kgl. Ges. d. Wiss., Math.-phys. Kl., Göttingen 1907, Heft 4, S. 469.

[2]) J. MILNE: „Recent Advances in Seismology." Proc. of the Royal Soc. of London 1906, S. 367.

Setzt man diesen Wert x = 48 km in die oben entwickelte STRUTTsche Formel

$$\vartheta = \frac{\varkappa e}{2\lambda} \cdot x(2\delta - x)$$

ein, so ergibt sich ferner ϑ aus dem Verlauf der Erstarrungskurve zu 1063° in dieser Tiefe. Da $\delta = \frac{R\varrho}{3\varkappa}$ ist, läßt sich der $\varkappa$-Wert finden und damit die Kurve e auf der Tafel konstruieren, die die von MILNE geforderte Bedingung erfüllt. Nach Einsetzen der Konstanten erhält man $\varkappa = 7{,}28 \cdot 10^{-13}$. Dieser Wert ist nur wenig kleiner als der Grenzwert des besprochenen Falls 2, der ein dreimaliges Schneiden der Erstarrungs- bzw. Schmelzkurve erfordert. Es bedarf nur einer geringen Verschiebung der Verhältnisse, und die Bedingungen von Fall 2 sind erfüllt.

Auch die isostatischen Bewegungen der Erdkruste fordern in geringer Tiefe eine schmelzflüssige Magmazone, wie sie Fall 2 und 3 gibt.

Gegen Fall 3 und für Fall 1 und 2 sprechen die Ebbe- und Flutphänomene und die Polschwankungen, die eine Starrheit der Erde etwa von der Größenordnung des Stahls voraussetzen. Man hat den Widerspruch dieser Tatsachen mit der Forderung der Erdbebenforschung, einer geringen Dicke der festen Erdkruste, durch die Hypothese zu überbrücken gesucht, daß unter den gewaltigen Druckkräften, wie sie im Innern der Erde herrschen, alle Stoffe sich in einem Zustand der Riegheit[1]), d. i. elastischen Widerstandsfähigkeit gegen Formveränderungen, befinden. Bei welchen Drucken dieser Zustand beginnt, ist jedoch unbekannt.

Nur Fall 3 wird den Forderungen der alten Kontraktionstheorie gerecht; für ihn gilt, daß die Abkühlung der Erde eine Zusammenziehung nach sich ziehen muß. Diese Theorie versagt aber in sehr vielen Fällen und hat anderen Theorien der Gebirgsbildung Platz machen müssen. Als wichtigstes Argument gegen sie lassen sich die Ergebnisse der Schweremessungen in den Faltengebirgen in das Feld führen. Daß aber der Zusammenschub der Erdkruste zu Faltengebirgen ebensogut durch eine Expansionstheorie erklärt werden kann, ohne mit den Schweremessungen in Widerspruch zu geraten, hat ROTHPLETZ[2]) gezeigt. Nur Fall 1 und 2 erzeugen durch

[1]) E. WIECHERT: a. a. O. S. 418.

[2]) A. ROTHPLETZ: „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen." Stuttgart 1894, S. 227.

Volumenvermehrung eine Energie, die zu einer allmählich anwachsenden Spannkraft von innen nach außen führt.

Erwägt man die Argumente, die für und wider die drei Fälle sprechen, so ist Fall 2 allein imstande, allen aufgestellten Forderungen gleichzeitig zu genügen. Dieser Fall kommt aber nur durch den eigenartigen Verlauf der Temperaturgefällskurve bei Annahme radioaktiver Prozesse nächst der Oberfläche zustande, und zwar unter engbegrenzten Bedingungen, die zu einem dreimaligen Schneiden der Schmelzkurve führen. Die schmelzflüssige Zone ist in geringer Tiefe erreicht. Man wird diese Tiefe vielleicht höchstens bis 50 km veranschlagen dürfen. Die flüssige Magmazone kann auf eine gleiche Mächtigkeit geschätzt werden. Der krystallisierte Gürtel um den maximalen Schmelzpunkt ist vielleicht von derselben Mächtigkeit wie die beiden ersten Zonen zusammengenommen. Es ist zwar bisher noch nicht gelungen, Anzeichen von Reflexionen oder Brechungen der Erdbebenwellen an tiefer gelegenen Unstetigkeitsschichten in der Erde aufzufinden, die über etwaige Änderungen des Zustands Auskunft geben würden. Auch für die Grenze, Steinmantel und Metallkern[1]), ließ sich ein gleiches ebensowenig feststellen.

Daß eine Energieerzeugung beim Abkühlungsvorgang durch Krystallisation unter Volumenvermehrung in einer bestimmten Tiefe zu einer allmählich anwachsenden Spannkraft führt, die von innen nach außen wirkt und allein als vulkanische Kraft im Sinne von NAUMANN und VON RICHTHOFEN in Frage kommen kann, wird durch die TAMMANNschen Untersuchungen und durch die Wärmeproduktion radioaktiver Prozesse in der Oberflächenschale erst verständlich. Diese Vorgänge ziehen eine andere Temperaturverteilung in der Erde nach sich, als es die Abkühlungshypothese verlangt.

[1]) E. WIECHERT: a. a. O. S. 519.

Manuskript eingegangen 17. Juni 1908]

Rechnungs

der Deutschen geologischen Gesellschaft

Conto I.

Einnahme und Au

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	In Ganzen ℳ	₰
			Aus dem Jahre 1906 übernommener Bestand				10[illegible]	03
			Einnahme-Reste.					
			Beiträge lt. Liste	1			17[illegible]	—
I		9400	Mitglieder-Beiträge.					
			Bei der Kasse direkt eingegangen	2	1 750	40		
			Durch Nachnahme eingezogen	3	1 430	46		
			Von der Cottaschen Buchhandlung . . .	4	700	25		
			„ „ „ „ . . .	5	1 682	41		
			„ „ „ „ . . .	6	1 682	85		
			„ „ „ „ . . .	7	901	35		
			„ „ „ „ . . .	8	851	—		
			„ „ „ „ . . .	9	160	45		
			„ „ „ „ . . .	10	400	10		
			„ „ „ „ . . .	11	210	05		
			„ „ „ „ . . .	12	80	—		
			„ „ „ „ . . .	13	110	05		
			„ „ „ „ . . .	14	150	05		
			„ „ „ „ . . .	15	200	05		
					10 309	47		
			Davon gehen ab die obigen Rest-Einnahmen	1	170	—		
			Summe I				10 139	47
		9400	Seitenbetrag				11 325	50

bschluss

Berlin für das Jahr 1907.

Conto I.

be des Kassierers.

Kapitel	Der Voranschlag betrug ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
		Druck der Zeitschrift.					
a	3 500	*Zeitschrift.*					
		Buchdruckerei STARCKE, Berlin	1/3	1 000	—		
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Berlin . . .	4/5	802	25		
		do. . . .	6	571	50		
		do. . . .	7	25	65		
		do. . . .	8	873	55	3 272	95
c	1 200	*Monatsberichte.*					
		Buchdruckerei STARCKE, Berlin	9	1 042	55		
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Berlin . . .	10	111	60		
		do. . . .	11	256	45		
		do. . . .	12	267	50		
		do. . . .	13	18	05		
		do. . . .	14	145	05		
		do. . . .	15/16	159	09		
		do. . . .	17	161	17		
		do. . . .	18/19	393	80	2 555	26
		Druck der Tafeln.					
b	1 800	MEISENBACH, RIFFARTH & CIE., Schöneberg	20/34	160	82		
		„ „ „	35/41	211	24		
		„ „ „	42/46	125	54		
		„ „ „	47/53	101	82		
		ROMMEL & CIE., Stuttgart	54/55	187	30		
		A. FRISCH, Berlin	56	285	50		
		GIESECKE & DEVRIENT, Leipzig	57/58	480	—		
	6 500	Seitenbetrag		1 552	22	5 828	21

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ
		9 400	Übertrag				11 325
IIa		1 400	Verkauf der Zeitschrift.				
			HAARMANN-Osnabrück für Bände 1/5, 48 und 50/52	16	39	—	
			COTTAsche Buchhandlung	17	1 483	50	
			Geh. Bergrat BEYSCHLAG für alte Bände .	18/19	140	—	
			Summe IIa				1 662
IIb		105	Verkauf des Registers.				
			COTTAsche Buchhandlung lt. Beleg	4	4	50	
			„ „ „	17	4	50	
			Summe IIb				9
III		390	Sonstige Einnahmen.				
			Inseratenpacht	20	300	—	
			Von der Bank abgehoben	21	5 701	15	
			Summe III				6 001
		11 295	Summe Einnahme				18 996
			Ab Summe Ausgabe				18 470
			Bleibt Barbestand bei der Kasse				526

Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
	6 500	Übertrag		1 552	22	5 828	21
		Zeichner Pütz, Berlin	59	66	50		
		„ „ „	60	58	—		
		„ „ „	61	18	—		
		„ „ „	62	81	—		
		„ Geyer, Berlin	63	50	—		
		„ Giltsch, Jena	64/65	40	50		
		Professor Sauer, Stuttgart	66/67	8	25		
		„ „ „	68	5	—		
		Zeichner Birkmaier, München	69/70	40	—		
		Summe Titel Ib				1 919	47
		Bibliothek.					
a	700	Hoffmann, Berlin, für Einbände	71	53	20		
		„ „ „ „	72	62	30		
		„ „ „ „	73	146	05		
		„ „ „ „	74	17	55		
		Siebert, Berlin, für Einbände	75	—	75		
		„ „ „ „	76	1	80	281	65
b	500	Bunzlow, Berlin, für ein Regal	77/78	105	—	105	—
c	20	Frau Seiler, Berlin, für Reinigen	79	2	50		
		Frau Prütz, „ „ „	80	2	50	5	—
d	100	Frl. Meyer für Vervollständigen von 4 Mitgliederverzeichnissen	81	6	—		
		Buchdruckerei Kloeppel, Eisleben, für Druck des Katalogs	82/83	1 735	—	1 741	—
		Summe Titel II		2 132	65		
		Bureau- und Verwaltungskosten, Gehälter.					
a	1 175	Prof. Dr. Krusch, I. Quartal	84	150	—		
		„ II. „	85/86	150	—		
		„ III. „	87/88	150	—		
		„ IV. „	89	150	—		
		Zeichner Vetter, I. „	90	75	—		
		„ II. „	91	75	—		
		„ III. „	92	75	—		
		„ IV. „	93	75	—		
	8 995	Seitenbetrag		900	—	9 880	33

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ
		8 995	Übertrag		900	—	9 880
			Sekretär Lauenroth, I. u. II. Quartal . . .	94	100	—	
			„ „ III. u. IV. „ . . .	95	100	—	
			Diener Kretschmann, I.—IV. „ . . .	96	75	—	
			Summe Titel IIIa				1 175
	b	100	Sonstige Ausgaben.				
			Vetter für Anfertigen von Diplomen . .	97	8	50	
			„ „ „ . .	98	4	50	
			Zeichner Breitkopf, für Anfertigen einer Adresse	99	56	50	
			Vandam, für Schreibarbeit	100	3	—	
			Kretschmann, für Heften der Belege . .	101	2	—	
			Menzel, für Lichtbildervorführung	102	4	—	
			„ „	103	8	—	
			Buchdruckerei Starcke, für Drucksachen .	104/105	68	10	
			„ „ „ .	104/106	264	50	
			Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), für Drucksachen	107	26	25	
			Buchdruckerei Sieble, für Drucksachen .	108/109	18	50	
			Notar Bahn, Gebühren	110	19	10	
			Quiwsky, Gerichtskosten	111	5	40	
			Prof. Reichenow, Beitrag für eine Adresse	112	30	—	
			Sekretär Lauenroth, Stempelvorlagen . .	113	1	50	
			Summe Titel IIIb				519 8
III	c	1 200	Porto und Botenlöhne.				
			Professor Krusch, Porto	114	15	—	
			„ „	115/116	24	—	
			„ „	87/88	45	—	
			„ „	89	16	—	
			Professor Jentzsch, Porto	117	15	—	
			„ „	118	7	50	
			Dr. Krause, Porto	119	4	60	
			Kustos Dr. Eberdt, Porto	120	11	07	
		10 295	Seitenbetrag		188	17	11 575 1

Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
	10 295	Übertrag		138	17	11 575	18
		Zeichner VETTER, Porto	121	11	80		
		„ „	122	22	18		
		Sekretär LAUENROTH, Porto	123	16	50		
		„ „	124	18	15		
		COTTAsche Buchhandlung, Porto	125	883	19		
		„ „	126	656	90		
		KRETSCHMANN, Porto	127	37	36		
		„ „	128	20	10		
		„ „	129	24	37		
		„ „	130	26	33		
		„ „	131	24	37		
		„ „ und Löhne	132	20	35		
		„ „ „ „	133	3	—		
		COTTAsche Buchhandlung, Einnahmebeleg 4		1	55		
		„ „ 5		3	10		
		„ „ 6		3	60		
		„ „ 7		1	90		
		„ „ 8		1	80		
		„ „ 9		—	35		
		„ „ 10		—	75		
		„ „ 11		—	40		
		„ „ 12		—	10		
		„ „ 13		—	25		
		„ „ 14		—	20		
		„ „ 15		—	35		
		Summe Titel IIIc				1 917	12
	100	**Jahresversammlung.**					
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Programme usw.	134	64	85		
		Professor C. SCHMIDT, Auslagen	135/136	100	—		
		Dr. PHILIPP, Auslagen	137/138	13	—		
		Summe Titel IV				177	85
		Hinterlegung auf der Deutschen Bank . .	139			4 800	—
	10 395	Summe Ausgabe				18 470	15

Conto II.

Deutsche Bank im Contocorrent m

1907		Soll	Nr. der Belege	ℳ
Januar	12	An Einzahlung von der Gesellschaft	139	2 100
Februar	23	„ „ „ „ „	139	900
März	22	„ Zinsen auf Konsols	21	124
„	22	„ Einzahlung	139	1 000
April	22	„ „	139	800
Juni	22	„ Zinsen auf Konsols	21	21
„	30	„ Bankzinsen	21	50
September	23	„ Zinsen auf Konsols	21	124
Oktober	9	„ verkauftes Papier } ℳ 1500 {	21	283
„	9	„ „ „ } {	21	1 147
Dezember	31	„ Bankzinsen	21	13
				6 564

Conto III.

		Der Bestand an Wertpapieren bei der Bank:		
Januar	1	An 3½ % Preußischen Konsols		8 300
				8 300

Conto II.

r Deutschen geologischen Gesellschaft.

1907		Haben	Nr. der Belege	ℳ	₰
nuar	1	Für Guthaben der Bank	21	136	48
,	1	„ Spesen bei der Bank	21	3	60
ril	13	„ Zahlung an die Deutsche geol. Gesellschaft	21	300	—
i	18	„ „ „ „ „ „ „	21	550	—
ni	3	„ „ „ „ „ „ „	21	1 500	—
,	28	„ „ „ „ „ „ „	21	1 450	—
gust	17	„ „ „ „ „ „ „	21	300	—
ptember	12	„ „ „ „ „ „ „	21	170	—
tober	10	„ „ „ „ „ „ „	21	1 431	15
zember	31	„ Porto	21	—	25
				5 841	48
,	31	Saldo		723	17
				6 564	65

Conto III.

tober	9	Für verkaufte ℳ 1500 Preußische Konsols nom.		1 500	—
zember	31	„ Saldo an 3½ % Preußischen Konsols . . .	22/23	6 800	—
				8 300	—

1907		Einnahme	ℳ
		Durch den Kassierer (vgl. Conto I S. 468)	18 99
		„ die Deutsche Bank (vgl. Conto II S. 472) . . .	6 56
			25 562
Januar	1	Bestand an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Conto III S. 472)	8 300
			33 862

Das Vermögen der Deutschen geologischen Gesellschaft betrug also am 31. Dezember 1907:

An Wertpapieren bei der Deutschen Bank (S. 472)	6 800
„ Barbestand bei der Bank (S. 473)	723
„ „ beim Kassierer (S. 468)	528
	8 051

ıß Conto I — III.

1907		Ausgabe	M.	₰
		Durch den Kassierer (vgl. Conto I S. 471)	18 470	15
		„ die Deutsche Bank (vgl. Conto II S. 473) . . .	5 841	48
ember	31	Saldo in bar beim Kassierer (vgl. Conto I S. 468) . .	528	—
		„ „ „ bei der Bank (vgl. Conto II S. 473) . .	723	17
			25 562	80
ober	9	Verkauft M. 1500 3½ % Preußische Konsols (S. 473) .	1 500	—
ember	31	Saldo an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Conto III S. 472)	6 800	—
			33 862	80

Bericht

über den Vermögensstand der Deutschen geologischen Gesellschaft am 31. Dezember 1907.

Kassenbestand	528,00 M.
Der Bestand der Effekten bei der Deutschen Bank, Beleg 23	6 800,— -
Der Barbestand bei der Bank betrug nach der Staffelberechnung, Beleg 21	723,17 -
Wirklicher Vermögensstand am 31. XII. 07 . .	8 051,17 M.

Voranschlag für das Jahr 1909.

Ausgaben:		Einnahmen:	
I. Druck:		I. Mitgliederbeiträge $550 \times 20 =$	11 000 M.
a) der Zeitschrift	4 000 M.		
b) der Tafeln	2 100 -		
c) der Monatsberichte . .	2 600 -		
II. Bibliothek:		II. a) Verkauf d. Zeitschrift	1 450 -
a) Einbände	570 -	b) Verkauf d. Registers	20 -
b) Schränke	400 -	c) Zinsen der im Depot befindlichen Staatspapiere und baren Gelder	250 -
c) Reinigung	25 -		
d) Druck des Kataloges .	— -	III. Sonstige Einnahmen . .	150 -
III. Bureau- und Verwaltungskosten:			
a) Gehälter	1 175 -		
b) Sonstige Ausgaben . .	400 -		
c) Porto- und Botenlöhne	1 500 -		
IV. Jahresversammlung.	100 -		
Summe Ausgabe	12 870 M.	Summe Einnahme	12 870 M.

Vorgelegt der allgemeinen Versammlung in Dresden am 7. August 1908.

Der Schatzmeister.
Dr. E. Zimmermann.

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1908.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1908 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **58**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 59, 1905; 60, 1906, 4. Bulletin 110, 112—120.

Bamberg. Naturforschende Gesellschaft. Berichte XIX, XX, 1907.

Baltimore. Maryland Geological Survey. VI, 1906.

— Maryland Wealther Service. II, 1907.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XIX, 3, 1908.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin V, 12, 1908.

Berlin. Königl. Preußische geologische Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 4: CASPARY. Die Flora des Bernsteins und anderer tertiärer Harze Ostpreußens. Bearb. von R. KLEBS, Bd I. — 52: Deutschlands Kalibergbau. Festschr. z. X. Allg. Bergmannstage z. Eisenach 1907. — 54: Schindehütte, Tertiärflora.

— — Jahrbuch XXV, 1904, 4; XXVIII, 1907, 3.

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate 55, 1907, 4; 56, 1908, 1—4; Stat. 56, 1908, 1.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1907, 39—53; 1908, 1—39.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 39, 1907.

Bern. Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, Nr 1626 bis 1664, 1907.

— Neue Denkschriften. 42, 43, 1908.

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen **64**, 1908, 1, 2.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1907, 1, 2.

Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes **61**, 1, 1906.

Boston. Society of natural history. Proceedings **33**, 3—9. 1906—07.

Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XIX, 2.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur: Jahresbericht **85**, 1907 (08).

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen **45**, 1906. Meteorologische Kommission. Bericht XXV, 1905. Ergebnisse der phänologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien im Jahre 1905.

Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Procès-Verbal XXII, 1908, 1—7. — Nouveaux Mémoires XXI, 1907; XXII, 1908.

— Académie royale des sciences. Bulletin 1907, 9—12: 1908, 1—5; Annuaire **74**, 1908.

— Société royale malacologique de Belgique. Annales **41**, 1906; **42**, 1907.

Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul I, 1—3, 1907—08.

Budapest. Földtany Közlöny **37**, 1907, 9—12; **38**, 1908, 1—5.

— Kgl. Ungarische geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XVI, 1907, 2, 3. Jahresbericht für 1906 (08).

Buenos Aires. Museo nacional. Anales (3) IX, 1908.

— Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales II, 1—3, 1908.

Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Proceedings VII. 1, 1907.

Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires XXII [(2) VI], 1904—07.

Calcutta. Geological survey of India. Memoirs **36**, 2, 1908. — Memoirs. Palaeontologia Indica V, 3, 1908. — Records **35**, 1907, 1—4; **36**, 1908, 1, 3, 4; **37**, 1908, 1.

Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. Commission. Annals South African Museum IV. 8. — Index to the Annual Report of the geolog. Commission 1907 (08).

Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. II, 6, 10; III, 2, 6.

— John Crerar Library. Annual Report XIII, 1907.

Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1907. — Skrifter 1906, II; 1907, I.

Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht N. F. **50**, 1907/08.

Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften N. F. XII, 2, 1908.

Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt (4) XXVIII, 1907.

— Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen IV, 3, 1908.

Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XVII, 1906 (07).

Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XVI, 1907, 2—4; XVII, 1908, 1.

Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1907, Juli—Dez.; 1908, Jan. bis Juni.

Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXVII, 1908, 1—5.

— Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XI, 1908, N. S. 21—28. — The Economic Proceedings I, 12, 1908.

Edinburg. Royal physical society. Proceedings XVII, 1907—08, 4, 5.

— Royal society. Transactions **45**, 2—4, 1905—07; **46**, 1, 1907—08. — Proceedings XXVIII, 1907—08, 1—8.

— Geological Society. Transactions IX, 2, 1908.

Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1907, Teil 1, 2.

Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni Italiane 1907, 84—85; 1908, 86—94. — Indice alfabet., 1907.

San Francisco. California Academie of sciences. Proceedings (4) I, III.

Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen XXX, 3. — Berichte 1907.

Freiberg i. S. Freiberger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht I, 1908.

Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XVII, 1908, 1.

Fribourg. Société Helvétique des Sciences naturelles. Actes Sess. 90, I, II, 1907.

Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte **49—50**, 1906—07.

— — Bericht über die 50. Jubelfeier d. Freunde d. Naturwissenschaft.

Bonn. Naturhistorischer Ver[illegible]t. Abhandlungen XXV, und Westfalens. Ver[illegible]

— Niederrheinische G[illegible]en 58, 1907, 12; 54, 1908, Sitzungsberichte

Bordeaux. Société J[illegible]

Boston. Society [illegible] Jahresberichte VII, 1898 1906—07.

Bremen. Natu[illegible] 1900—03; IX, 1903—05; X, 1905—06.

Breslau. S[illegible] Naturgeschichte in Mecklenburg. Jahre[illegible] Freunde der 62, 1908, 1.

Brünn. [illegible] Archives (2) XI, 2, 1908.

M[illegible]

r[illegible]

Br[illegible]

Haarlem. siehe La Haye.

— Hollandsche Maatschappy der Wetenschappen. Natuurkundige Verhandelingen VI, 3, 4, 1908.

Halle a. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 78, 87, 1907.

— siehe Stuttgart.

Helsingfors. Commission géologique de Finlande. Bulletin XIX, 1907.

Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 57, 1907.

Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1907—08 with Views. — Graduates 1908.

Jassi. L'Université. Annales Scientifiques V, 1908, 1, 2.

Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 1906.

Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XX, 1906—07.

Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 97, 1907, 5, 6; 98, 1908, 1—3.

Königsberg i. Pr. Physikal-ökonomische Gesellschaft. Schriften 48, 1908.

Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening XIII, 1907.

Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1907, 4—10; 1908, 1—6.

La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XIII, 1—5.

La Plata. Dirección General de Estadistica de la Provincia Buenos Aires. VII, 77; VIII, 89; IX, 90, 1906—08.

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 48, 161.

Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XVII, 1906.

— Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1907 (08).

— siehe Gotha.

Lille. Société géologique du Nord. Annales 34, 1907.

boa). Commissão do Servico geologico de Portugal. ·ções VII, 2, 1908.
ugaise de Sciences Naturelles. Bulletin I, 3,

Geological Society. Proceedings 47, 1905—06.
Geological society. Quarterly Journal 63, 1907, 4; ±, 1908, 1—3. — Abstracts of the Proceedings 851—865, 1907—08. — Geological Literature 1907.
— Geological Magazine. IV, 1907, 12; V, 1908, 1—11.
— Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain 1907.
Lund. Universität. Afdelningen 3 (N. F. XVIII) 1907—08.
Lüttich (Liège). Société géologique. Annales XXVIII, 4, 5; 35, 1, 2.
— Société royale des sciences. Mémoires (3) VII, 1907.
Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles N. Ser. II, III, 1907—08.
Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin XVIII, 1906, 11. Econ. Ser.; XVI, 1907, 4. Scient. Ser.; XVII, 5. Scient. Ser.
— Wisconsin Academy of sciences. Transactions XV, 2, 1907.
Magdeburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 1905—07.
Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti 46, 3, 4; 47, 1, 2.
Melbourne. Geological Survey of Victoria. Records II, 2—4, 1907—08. — Memoirs 6, 1908.
— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1907.
— Royal Society of Victoria. Proceedings N. S. XX, 2; XXI, 1.
Mexico. Instituto geologico. Boletin XXIII, 1906. — Parergones II, 1—3, 1907; II, 4—6, 1908.
— Sociedad Geológia Mexicana. Boletin II, 1906.
Michigan. Academy of Science. Report 9.
Montevideo. Museo nacional. Annales, Flora Uruguaya, III, 6, II, 1908.
Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1907, 1—3 (08).
München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1907, 3; 1908, 1. — Abhandlungen XXIII, 2, 1907; XXIV, 1, 1907.
Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2) VII, 1, 2, 1907.

Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin XXIII, 1904—05; XXIV, 1905—07.

New Haven. The American journal of science XXIV, 144, 1907; XXV, 145—150, 1908; XXVI, 151—154, 1908.

New York. American museum of natural history. Annual report 1907. — Bulletin XXIII, 1907; XXIV, 1908, 1. — Memoirs IX, 4, 1908.

— Library. Academy of sciences. Annals XVII, 1908, 2.

Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie VIII, 10, 1907; IX, 7—9, 1908; X, 1—6, 1908.

Ohio. Geological Survey. Bulletin (4) 4, 5, 6, 1906.

Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transaction 1907 (3) 1; General-Index der I. u. II. Ser.

Paris. Société géologique de France. Bulletin (4) IV, 1904, 6; VI, 1906, 2—7, 9; VII, 1907, 7, 8; VIII, 1908, 6.

— Société de Géographie. Bulletin „La Géographie" XV, 5, 6, 1907; XVI, 1—5, 1908.

— Annales des mines (10) XII, 1907, 9—12; XIII, 1908, 1—5.

— Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VII, 50—52, 1907—08.

Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 27—30, 1907. — Annual Progress Report 1907.

St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (5) XXV, 1906; XXVI, 1907; XXVII, 1908; (6) 1907, 17, 18; 1908, 1—14. — Memoires (8) XIX, XX.

— Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 34, 1903, 3; 35, 1904, 1; 35, 1907, 1—6.

— Comité géologique. Mémoires N. Ser. 32, 34, 35. Bulletin XXV, 10; XXVI, 5, 6, 7; XXVII, 1.

— — Explorations geol. dans les régions aurifères de la Sibérie: Lena IV, 1, 2; l'Amour VII, VIII; l'Jenissei 1—9.

— Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux VIII, 1908, 1, 2.

Philadelphia. Academie of natural science. Proceedings 59, 1907, 2, 3; 60, 1908, 1.

Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1907. — Jahresbericht 1907.

— Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 58, 1906; 59, 1907.

Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XV, 1906, 4; XVI, 1907, 1—4; XVII, 1908, 1.

Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne 804, 1907, II; 805, 1908, II. — Atti XVII, 1908 (1. u. 2. sem.).

— Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino 88, 1907, 2—4; 89, 1908, 1, 2, 4.

— Società geologica Italiana. Bollettino XXVI, 1907, 2, 3; XXVII, 1908, 2.

São Paulo. Sociedade Scientifique. Revista 1907, 1—8.

St. Etienne. Société de l'industrie minerale. Bulletin (4) VII, 6; VIII, 1—3; IX, 4, 5. Comptes rendus mensuels, 1908.

St. Louis. Academy of science. Transactions XVI, 8, 1906; 9, 1907; XVII, 1, 1907; 2, 1908; XVIII, 1, 1908.

South Bethlehem, Pa. Economic Geology. A Semi-Quarterly Journal II, 1907, 1, 2, 7, 8; III, 1908, 1—6.

St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch 1906 (07).

Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar 42, 1907, 10, 12; 43, 1908, 1—6. — Arkiv för Zoologi IV, 3—4; Arkiv för Botanik VII, 3—4; Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi III, 2; Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik IV, 3—4. — Årsbok, 1908.

— Geolog. föreningen. Förhandlingar XXIX, 1907, 6, 7; XXX, 1908, 1—5.

Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 64, 1908, mit 2 Beilagen.

— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 79, 1907, 5, 6; 80, 1908, 1, 2.

Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report 1907. — Memoirs. Palaeontology 6, 10, 13, II. — Mineral Resources 12, 1908.

— Australian Museum. Records VI, 6; VII, 2.

Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages, Nr 22 A, 22 C, 1908. — Bulletin II, 1.

— Imperial university, science college. Journal XXI, 7, 9—11; XXIII, 1, 2, 10—14; XXIV; XXV, 1—19. — Calendar. 2567—68, 1907—08.

Topeka (Kansas), Kansas Academy of sciences. Transaction XXI, 1, 1907.

Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 1907.

Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin VIII, 1906—07, 15, 16. — Årskrift 1907. Linnefest-Skrifter 3.

Venezia. Instituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti **55**, 1—10, 1905—06; **56**, 1—9, 1906—07; **57**, 1—6, 1907—08.

Washington. United States Geological Survey. Bulletin 211, 212, 218, 328, 329, 332, 335, 337, 338, 340, 342, 343, 344, 345, 346, 348, 350.

— — Monographs **49**, 1907.

— Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Report 1907. — Miscellaneous Collections. Quart. Issue. **49—53**

Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XX, 4; XXI, 1, 2, 1908.

— K. K. geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch **57**, 1907, 4; **58**, 1908, 1, 2. Verhandlungen 1907, 11—18; 1908, 1—10. — Abhandlungen XVI, 2, 1907.

— K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXI, 1906, 3, 4; XXII, 1907, 1.

— Geologische Gesellschaft in Wien I, 1908, 1, 2.

Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch **60**, 1907; **61**, 1908.

Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Neue Denkschriften **52**, **53**, 1908.

— Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz N. F. XV, XXI, XXV, 1907—08.

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrücke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 11 und 12).

C. Karten und Kartentexte.

Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten 1:25000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt.

Lfg. 101. Blätter Dillenburg, Ober-Scheld, Herborn, Ballersbach; nebst Erläuterungen.

Lfg. 135. Blätter Rütenbrock, Hebelermeer, Haren, Meppen, Haselünne; nebst Erläuterungen.
Lfg. 140. Blätter Ratzeburg, Mölln, Gudow, Seedorf mit den preußischen Anteilen von Carlow, Groß-Salitz und Zarrentin; nebst Erläuterungen.

Österreich-Ungarn.

Geolog. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. 1:75000.
Lfg. VII, 1907: Auspitz-Nikolsburg. Zone 10. Col. XV.
St. Pölten. Zone 13. Col. XIII.
Ganning-Mariazell. Zone 14. Col. XII.
Hallein-Berchtesgaden. Zone 15. Col. VIII.
Cilli-Ratschach. Zone 21. Col. XII.
Rohitsch-Drachenburg. Zone 21. Col. XIII.

Schweiz.

Geolog. Karte der Schweiz.
Geolog. Karte der Simplongruppe.
Taf. I, 1:50000 von C. SCHMIDT und H. PREISWERK 1892—05.
Taf. II und III, 1:50000 Profilserie durch die Simplongruppe von C. SCHMIDT und PREISWERK 1905.
Taf. IV. Geolog. Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc von C. SCHMIDT 1906. 1:350000.
Geolog. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnenthal, Kanderthal und Thunersee 1902—05 von GERBER, HELGERS und TRÖSCH, mit Profiltaf. 1:50000.
Geolog. Karte der Gebirge am Walensee.
Nördlich des Sees 1903—06 von HEIM
Südlich des Sees 1903—06 von OBERHOLZER } 1:25000.

Italien.

R. Ufficio geologico.
Carta geologica delle Alpi Occidentali 1:400000. Roma 1908.

Canada.

Geological Survey of Canada.
Map of the Yukon Territory. Nr 917. 1:2027520.
Special Map of Rossland British Columbia. 1:4800.

Vereinigte Staaten.

Geological Atlas of the United States. 1:125000. Folio 141—150. Washington 1908.

Kapkolonie.

Geological Commission. Geological Map of the Colony of the Cape of Good Hope. Sheet 42, 46, 52. Capetown.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan. 1:200000. 1908.
Kamiagata. Zone 8. Col. II.
Suzumisaki. Zone 13. Col. X.
Sendai. Zone 15. Col. XIII.
Aomori. Zone 20. Col. XIII.
Shimoagata. Zone 7. Col. XI.
Sendai. Zone 15. Col. XIII.
Wajima. Zone 13. Col. IX.
Kamiagata. Zone 8. Col. II.
Suõnada. Zone 6. Col. IV.
Hitoyoshi. Zone 3. Col. III.

Deutsche geologische Gesellschaft.

1. Januar 1909*).

Vorstand

Vorsitzender: Herr Rauff.

Stellvertretende Vorsitzende	„	Scheibe.
	„	Beyschlag.
Schriftführer	„	Krusch.
	„	P. G. Krause.
	„	Blanckenhorn.
	„	Belowsky.
Schatzmeister	„	Zimmermann.
Archivar	„	Eberdt.

Beirat

Die Herren Deecke-Freiburg, Uhlig-Wien, Credner-Leipzig, Pompeckj-Göttingen, C. Schmidt-Basel, Wichmann-Utrecht.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Königl. Technischen Hochschule, 1907.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Haag, Niederlande, Jan van Nassaustraat 43.

Adams, Frank D., Dr., 1890. Montreal, Canada, McGill University, Petrographical Laboratory.

Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

---

* bedeutet Teilnahme an der Allg. Versammlung in Dresden 1908.

Albert, Hermann, Bergassessor, 1897. per Adr. Karl Dyckerhoff, Biebrich a. Rh., Rheinstr. 44.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Albrecht, Emil, Generaldirektor, 1900. Hannover.

Allorge, M. Marcel, 1908. Oxford (England), University Museum.

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.

Andrée, Karl, Dr., 1902. Karlsruhe, Jüdenstr. 9 II.

Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W., Kleiststr. 22.

von Arthaber, G. A., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.

Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

* Aulich, Dr., 1907. Duisburg, Mühlheimerstr. 206.

Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzerstr. 99.

Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.

Bamberg, Paul, 1902. Friedenau b. Berlin, Kaiser-Allee 87/88.

Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 37.

Barsch, Dr., Geologe und Diplombergingenieur, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Baschin, Otto, Dr., Kustos am Geographischen Institut, 1901. Berlin W 15, Pariserstr. 14A.

Basedow, Herb., Staatsgeologe von Südaustralien, 1908. z. Z. Breslau, Geolog. Institut, Schuhbrücke 38.

Baum, G. F., Professor, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Gibeon, Deutsch-Südwestafrika.

Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

von Baur, C., Dr., Präsident a. D. des Kgl. Bergrats, 1868. Degerloch b. Stuttgart, Waldstr. 7.

Beck, Karl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.

* Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.

Becker, Ernst, Dr., Privatdozent, 1903. Heidelberg, Gaisbergstr. 62.

Becker, H., Chemiker, 1884. Wiesbaden, Land VII.

Behlen, H., Kgl. Oberförster, 1908. Haiger, Reg.-Bezirk Wiesbaden.

Behr, Johannes, Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Belowsky, Max, Dr., Professor, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, Privatdozent, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Bennecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.

Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Berlin SW 11, Dessauerstr. 35.

Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg, Universität.

Bergmann, W., Berginspektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.

* Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Grassi-Museums, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.

* Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Billa, M., 1906. Bombay, Hummum Street 6, Fort.

* Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

von Bismarck, Landrat, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.

Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Claudiusstr. 7.

Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1881. Halensee bei Berlin, Joachim-Friedrichstraße 57.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

Bode, G., Ober-Landesgerichts-Direktor, 1894. Braunschweig, Kaiser-Wilhelmstr. 27.

* Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

* Boden, Karl, Dr., Geologe, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauserstr. 51.

Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.

Böhm, Joh., Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Boettger, Edmund, Geh. Bergrat, 1869. Halle a. S., Blumenthalstr. 12.

Boettger, O., Dr., Professor, 1868. Frankfurt a. M., Seilerstraße 6.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut u. Museum der Universität, 1907.

von dem Borne, Dr., Privatdozent, 1888. Breslau XVIII-Krietern.

Bornemann, L. G., Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 4.
Bornhardt, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg, Rosenbergweg 9.
Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
Brauns, Reinhard, Dr., Professor, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
Bravo, José, Professor, 1908. Lima (Peru).
Broili, Ferdinand, Dr., Kustos am Paläontolog. Institut, Privatdozent, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
* Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Mineralogisches Institut, Lessingstr. 7.
Bücking, Hugo, Dr., Professor, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
Burre, O., stud. geol., 1908. Detmold, Leopoldstr. 14. (zurzeit Berlin N 4, Invalidenstr. 43).
* Busse, Curt, stud. rer. nat., 1907. Hannover, Corvinusstraße 8 (zurzeit Bonn, Geol. Institut).
Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W.
Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).
Canaval, Richard, Dr., k. k. Oberbergrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
Clark, William Bullock, Dr., Professor, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Paleontologist, Director New York State Museum, 1884. Albany (New York), State Hall.
Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.
* Cornu, F., Dr., Privatdozent, Assistent für Geologie an der Lehrkanzel f. Min., Geol. u. Pal. an der k. k. montanistischen Hochschule, 1905. Leoben, Steiermark.
Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.
Councler, Constantin, Professor, 1888. Münden (Hannover), Forstakademie.

Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Credner, Hermann, Dr., Professor, Geheimer Rat, Direktor der Kgl. Sächs. Geologischen Landesanstalt, 1865. Leipzig, Carl-Tauchnitzstr. 11.

Cronacher, R., Dr., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Berlin SO 33, Pücklerstr. 51 II.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.

Daelen, Willy, Bergwerksdirektor, 1906. Liblar (Rheinprovinz), Haus Glückauf.

Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Brücken-Allee 26.

Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.

Darton, N. H., Geologist of the U. S. Geolog. Survey, 1904. Washington, D. C.

* Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1874. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt in Karlsruhe, 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 37.

* Delhaes, W., cand. geol., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut d. Universität.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstr. 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Deninger, Karl, Dr., 1902. Freiburg i. Br., Geol. Institut.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor der Geologie am Istituto di Studi superiori und Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

Dienst, Paul, Bergreferendar, Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 5, Gurlittstraße 24.

Dietz, Eugen, Bergreferendar, 1905. Halle a. S., Klosterstraße 1.

Dietz, O., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.

Drevermann, Fritz, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M., Altkönigstr. 6.

Dreyer, Karl, Assistent, 1905. Berlin SW 47, Kreuzbergstraße 71 I.

Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.

Dyhrenfurth, Günther, cand. geol., 1908. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Dziuk, A., Dipl.-Bergingenieur, 1897. Berlin W30, Speyererstraße 8.

Ebeling, Generaldirektor, 1894. Westeregeln b. Egeln.

Ebeling, Max, Dr., Professor, 1897. Berlin NW, Thomasiusstr. 19.

* Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, 1891. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4B II.

Eck, Otto, stud. geol., 1908. Berlin NW 23, Flotowstraße 4.

Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.

von Elterlein, Adolf, Dr., Exc., k. ottomanischer Ministerialrat, 1898. Konstantinopel.

Emerson, Benjamin, Professor, 1868. Amherst (Massach.).

Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.

* Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent a. d. Universität, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).

Esch, Ernst, Dr., Direktor der Braunsteinwerke, 1893. Gießen, Frankfurterstr. 31.

* Felix, Johann, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.

Fels, Gustav, Dr., 1902. Liebenz bei Obersuhl (Bezirk Kassel).

Felsch, Joh., cand. rer. nat., Assistent am Mineralogischen Institut, 1908. Jena, Schillerstr. 12.

Fenten, Joseph, Dr., 1906. Goch (Niederrhein), Voßstr. 39.

Fiedler, Otto, Dr., 1898. Charlottenburg, Clausewitzstraße 1 II.

Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
Flach, Ch., Bergingenieur, 1902. Charlottenburg, Goethestraße 7 II.
Flach, J., Bergingenieur, 1902. Brighton, England, Marineparade 84.
Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser-Wilhelmstraße 56.
Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Fluhr, Robert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
Frech, Fritz, Dr., Professor, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Fremery, Hermann, 1908. Aachen, Lousbergstr. 53.
Frentzel, A., Dipl.-Ingenieur, 1906. München, Ainmillerstraße 31 pt. Mitte.
Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. (Weinheim, Baden.) Tübingen, Mineralog. Institut.
Freystedt, Landesbauinspektor, 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
Frič, Anton, Dr., Professor, 1868. Prag, Grube Nr. 7.
* Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Contrescarpe 5.
Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Bern (Schweiz).
Friedrich, Georg, Dr., Kgl. Bauinspektor, 1907. Charlottenburg, Giesebrechtstr. 8.
Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).
Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Gäbert, Carl, Dr., Geologe, 1907. Leipzig, Ostplatz 5.
* Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Gante, Bergrat, Vorsteher der Herzogl. Anhalt. Salzwerkdirektion, 1902. Leopoldshall bei Staßfurt.
Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Gattermann, L., Dr., 1906 Professor., Freiburg i. Br., Stadtstr. 29.

* Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.

Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Breslau, Taschenstraße 1.

Gerland, Dr., Professor, 1881. Straßburg i. E., Steinstraße 57.

Gerth, Heinrich, Dr., 1907. Frankfurt a. M., Oederweg 59.

Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

Gillman, Fritz, Ingenieur, Sevilla (Spanien), Alameda de Hercules 42.

von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Professor und Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Kroatien).

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904.

Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.

Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Wissenschaftl. Hilfsarb. a. d. paläobotanischen Abteilung der Geolog. Landesanstalt 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

* Gottsche, Karl, Dr., Professor, Direktor des Mineral.-Geol. Instituts zu Hamburg, 1875. Hamburg.

Grabau, A., Dr., Professor, Oberlehrer, 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

Grahl, Walter, Dr., 1907. München, Sofienstr. 1, part.

* Grässner, P. A., Bergrat a. D., Generaldirektor, 1889. Staßfurt-Leopoldshall.

Gravelius, Dr., Professor a. d. Technischen Hochschule, 1905. Dresden A., Reißigerstr. 13.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.

Gröber, Paul, Dr, II. Assistent am Geol.-Paläontologischen Institut und der Bernsteinsammlung der Universität, 1907. Königsberg (Ostpreußen), Steindamm 33 I.

Gröbler. Bergrat, 1894. Salzdetfurth.

Grosch, Paul, Dr., Assistent am Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1907. Freiburg i. Br., Ludwigstraße 47.

Grosser, P., Dr., 1892. Genienau, Mehlem a. Rh.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.

Grubenmann, Ulr., Prof., Dr., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.

Grundey, Max, Kgl. Landmesser, 1896. Kattowitz O.-S., Goethestr. 3.

Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Gürich, Georg, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Breslau, Gartenstr. 24.

Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haack, W., Dr., Wissensch. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1908. Hamburg.

* Haarmann, Erich, Dr., Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haas, Hippolyt, Dr., Professor, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.

Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Greifenapotheke.

Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahn, Felix, cand. geol., 1907. Zurzeit München, Augustenstraße 72 II.

Hahne, Hans, Dr. med., Privatdozent, 1905. Hannover, Jägerstr. 7.

Halbfaß, Wilh., Dr., Professor, 1898. Neuhaldensleben.

* Hambloch, Anton, Direktor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

Haniel, C. A., 1908. Düsseldorf, Goltsteinstr. 27.

Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

* Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Gelsenkirchen (Westf.).

Haupt, Dr., Museumsassistent, 1907. Darmstadt, Frankfurterstr. 16.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.

Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin W, Freisingerstraße 18.

Heckmann, K., Dr., Oberlehrer, 1906. Elberfeld, Herzogstraße 42.

Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Grünhofer Steig 1 A.

Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.

Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße. 69.

Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.

Hennig, Edwin, Dr., Assistent am Geolog. Institut der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Neue Zeil 68.

Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Liegnitz, Elisabethstr. 3 II.

Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Rheinaustraße 19.

Hermann, Rudolf, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter der Staatsstelle für Naturdenkmalspflege, 1904. Danzig, Langemarkt 24.

Herrmann, Fritz, stud. geol., 1907. Marburg i. Hessen, Geolog. Institut der Universität.

Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

van der Heyden à Hauzeur, Louis, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne.

* Hibsch, Jos., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerda (Böhmen).

Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 2.

Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 20, Schwedenstr. 16.

Hintze, Karl, Dr., Professor, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.

Hirschwald, Julius, Dr., Geh. Regierungsrat, Professor an der Technischen Hochschule zu Berlin, 1898. Grunewald bei Berlin, Kunz-Buntschuhstr. 16.

Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteil., 1907. Wien VI/2, Mariahilferstr. 93.

Höhne, Erich, stud. geol.. 1908. Berlin C 2, Große Präsidentenstr. 7.

Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Sparbersbachgasse 41.

Hofmann, Adolf, Dr., Professor, 1886. Przibram, Böhmen.

Holland, F.. Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).

Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.

Holzapfel, Eduard, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1884. Straßburg i. E., Herderstraße 30.

Horn, Erich, cand. geol., 1907. Freiburg i. Br., Zähringerstraße 80 IV.

Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.

Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr 3.

Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

Hoyer, Carl G., Bergreferendar, 1906. Aachen, Bahnhofplatz 1.

von Huene, F., Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.

Hug, Otto, Dr., 1897. Bern (zurzeit Berlin).

Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).

Hugi, E., Dr., Privatdozent, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.

Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeologe, 1891. São Paulo (Brasilien).

* Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstr. 18.

Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren.

Jahr, E., Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau II, Neue Taschenstr. 2.

Janensch, Werner, Dr., Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Jannasch, Dr., Professor, 1907. Berlin W, Lutherstr. 12.

von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).

* Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Joksimowitsch, Z. S., cand. geol., 1908. Pozega-Gorobilje (Serbien).

Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. Haag (Holland), Amalia van Solmstraat 25.

Jung, Gust., Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach, Nassau.

Just, E., Lehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).

* Kaiser, Erich, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1897. Gießen, Südanlage 11.

* Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., Bismarckplatz 11.

Kattowitz, Kattowitzer Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.

Katzer, Friedrich, Dr., Bosnisch-herzegow. Landesgeologe, 1900. Sarajevo.

Kaufholz, Dr., Oberlehrer, 1893. Goslar, Bäringerstr. 24.

Kaunhowen, F., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1867. Marburg in Hessen.

Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.

Kirschstein, Egon, cand. geol., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde in Hannover.

Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Klebs, Richard, Dr. Professor, 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.

Klein, S., Dr.-Ing. 1904. p. Adr. Herrn Benedict Klein, Nürnberg, Fürtherstr. 25.

Klemm, Gustav, Dr., Professor, Großh. hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.

Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. Schlehdorf bei Kochel (Oberbayern).

Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.

Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstr. 7.

von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1863. Göttingen.

* Koert, Willy, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Köhne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.

Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor der Mineralogie und Lötrohrprobierkunde a. d. Kgl. Bergakademie, 1901. Freiberg, Sachsen.

Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

Korn, Joh., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.

Krahmann, Max, Dozent der Kgl. Bergakademie, Privatdozent der Techn. Hochschule, Bergingenieur, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.

Krantz, Fritz, Dr., Mineralienhändler, 1888. Bonn, Herwarthstr. 36.

* Krause, Paul Gustaf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

* Krenkel, E., Dr., 1907. Dresden-Blasewitz, Schulstr. 14.

Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).

* Krusch, Paul, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühn, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1888. Halle a. S.

Kukuk, Bergassessor, 1907. Bochum, Bergschule.

Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.

Landwehr, Dr., Arzt, 1906. Bielefeld, Bürgerweg 47.

Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Königstr. 33.

Laube, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1877. Prag, k. k. Deutsche Universität.

* Lehmann, E., Dr., Bergreferendar a. D., Assistent am Mineral.-Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule, 1908. Danzig-Langfuhr.

Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabowerstr. 24.

* Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.

Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Victoriastraße 65.

Leppla, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.

Leschnitzer, Dr., 1906. Posen.

Leuchs, Kurt, Dr., 1907. München, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.

van Lier, Bergingenieur, 1907. Amsterdam.

Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.

Lindemann, A. F., Ingenieur, 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Düstere Eichenweg 19.

* von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

von Loesch, Carl Christian, Referendar, 1907. (Oberstefansdorf in Schlesien.) München, Barerstr. 38.

von Löwenstein zu Löwenstein, Hans, Bergassessor, Geschäftsführer des Vereins für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund, 1907. Essen (Ruhr), Bibliothek des Bergbau-Vereins.

Lorenz, Th., Dr., Privatdozent, 1903. Marburg in Hessen, Schwanallee 56.

Loretz, Hermann, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1876. Grunewald b. Berlin, Hubertusallee 14.

Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Łozinski, Ritter von, Walery, Dr., Privatdozent, 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.

Lucke, O., Berginspektor a. D., 1878. Beuthen (Ober-Schlesien), Hohenzollernstr. 15 I.

Lüdtke, Oberlehrer, Dr., 1908. Bromberg, Realgymnasium.

Luedecke, K., Dr., Professor, 1874. Halle a. S., Blumenthalstr. 8.

Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708. U. St.

Macco, Albr., Bergassessor und Berginspektor, 1897. Staßfurt.

Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.

Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.

Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).

* Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bambergerstr. 15 I.

McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. 120 Bishopsgate St. Within, London E. C., und Rand Club, Johannesburg.

', Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. falen), Nienhofstr. 4.

'., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Inva-

ottfried, Dr., 1906. München, Skellstr. 9.

Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Inva- 44.

rich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Inva- nstr. 44.

er, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.

Meyer, Hermann, Dr., Assistent am Mineral.-Geol. Institut, 1905. Gießen.

Michael, Richard, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.

Milch, Louis, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.

Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen, Akademiestr. 71.

Möhle, Fritz, Dr., 1902. Wiesbaden, Philippsbergstr. 29 I.

Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. s'Gravenhage (Holland), Jul. van Stolberglaan 43.

Monke, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Mordziol, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Berlin W 10, Bendlerstraße 27.

Moritz, Adolf, Bergwerksdirektor, 1901. Oberroßbach bei Friedberg (Hessen).

* Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.

Mühlberg, Max, Dr., Professor, 1899. Aarau (Schweiz).

Müller, Aug., Dr., 1908. Berlin NW, Turmstr. 19. Linnaea, Naturhist. Institut.

München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts. 1905. Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Mylius, Hugo, cand. geol., 1907. München, Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart.

Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Mozartplatz 28.

* Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Neischl, Adalbert, Dr., Major a. D., 1905. Nürnberg, Lindenaststr. 29.

Nentwig, Dr., Professor, Bibliothekar der Reichsgräflich Schaffgottschen Majoratsbibliothek, 1899. Warmbrunn.

Neubaur, Bergrat, Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt.

Neumann, Oscar, Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 41.

Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg. Technische Hochschule.

Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), 316 Elizabeth-Street.

Nopcsa jun., Baron François, 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.

Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule.

Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.

Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstraße.

Ollerich, Ad., cand. rer. nat., 1891. Hamburg, Central-Hotel, Rontzelstr. 68.

Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Ordoñez, Ezequiel, Subdirektor des Instituto geológico, Ingénieur géologue des mines, 1898. Mexico 2a, General Prim. 37.

Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W, Zietenstr. 6 B.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.

Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos.

v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.

Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kurfürstenstr. 31/33.

Paulcke, W., Dr., Professor, Technische Hochschule, 1901. Karlsruhe.

Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, k. k. Hofrat, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34/36.

Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Graz, Tummelplatz 5.

Person, cand. geol., Assist. a. Geolog. Institut d. Univ. Göttingen, 1901. Hannover, Adelheidstr. 6.

Petersen, Joh., Dr., Direktor, 1900. Hamburg 21, Uhlenhorst (Waisenhaus).

* Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Theresienstraße 57.

Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).

Philipp, Hans, Dr., 1903. Jena, Mineral.-Geolog. Institut. der Universität.

Philippi, Emil, Dr., Professor, 1895. Jena, Sonnenbergstraße 5.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Halle a. S., Ludwig-Wuchererstr. 55.

Picard, Edmund, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Pietsch, Kurt, Dr., 1908. Leipzig, Talstr. 27 II.

Plagemann, A., Dr., 1882. Hamburg, Besenbinderhof 68.

Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.

* Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.

Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.

* Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen.

Pontoppidan, Harald, cand. geol., 1907. München, Geolog. Instit., Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Lario (Prov. di Como), Italien.'

Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1887. Rom, Museo geologico della Universitá.

Potonié, Henry, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1887. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Preiswerk, H., Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Geolog. Institut Münsterplatz 6.

Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffelstraße 8 III r.

von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Zementfabrik, Groschowitz bei Oppeln.

Quaas, Arthur, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Quelle, Otto, cand. geogr., Assistent am Geograph. Institut, 1903. Friedenau, Stubenrauchstr. 12 II.

Quitzow, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Räfler, Fritz, Bergbaubeflissener, 1908. Gera (Reuß), Marktstr. 15, (z. Z. Berlin, Bergakademie).

Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.

Range, Dr., Kaiserlicher Geologe, 1905. Kuibis, Bez. Bethanien, Deutsch-Südwestafrika.

Rau, K., Dr.. Forstamtmann, 1905. Schussenried (Württemberg).

* Rauff, Hermann, Dr., Professor, Mitarbeiter der Königl. Geolog. Landesanstalt, 1877. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Reck, Hans, cand. geol., 1908. Würzburg, Sanderring 3.

Regel, Fritz, Dr., Professor, 1892. Würzburg, Uhlandstraße 12.

Regelmann, C., Rechnungsrat bei dem Kgl. statistischen Landesamt, 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.

von Rehbinder, Baron Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 19.

Reich, Max, Professor, Dr. med., 1908. Berlin W 30, Motzstr. 85.

Reinisch, Dr., Privatdozent, 1905. Leipzig, Universität.

Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.

Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.

Renz, Karl, Dr., 1903. Kaufbeuren (Bayern), Villa Laubmann.

Richter, Professor, 1898. Quedlinburg, Bahnhofstr. 6.

Richter, Rudolf, 1907. Zurzeit Marburg i. Hessen, Bahnhofstr. 38 I.

Rimann, E., Dr., 1908. Freiberg i. S. (Peterstr. 30 I), Geol. Institut d. Kgl. Bergakademie.

Rinne, Fritz, Dr., Professor, 1887. Kiel, Geolog. Iustitut der Universität.

Röchling, W., Bergbaubeflissener, 1908. Saarbrücken, Kanalstr. 1.

Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 30, Heilbronner Straße 9.

von Rosenberg-Lipinski, Bergrat a. D., 1906. Wilmersdorf-Berlin, Prager Platz 3.

Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimrat, 1872. Heidelberg.

* Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.

Ruska, Julius, Dr., Professor, 1907. Heidelberg, Mönchhofstr. 8.

Rutten, L., cand. geol., 1907. Utrecht, Burgstraat 70.

Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).

Sachs, Arthur, Dr., Privatdozent, 1900. Breslau V, Gartenstraße 15/17.

* Salfeld, H., Dr., 1905. Göttingen, Geologisches Institut.

Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. *Heidelberg, Uferstr. 36.

Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Tübingen, Olgastr. 5.

Sauer, Adolf, Dr., Professor, 1876. Stuttgart, Technische Hochschule.

Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe, Bergrat, 1876. Karlsruhe, Leopoldstr. 51.

Scheibe, Robert, Dr., Professor, Mitarbeiter der Königl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.

Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Kassel, Fünffensterstr. 8 I.

* Schjerning, W., Dr., 1905. Königlicher Gymnasialdirektor, Krotoschin.

Schlagintweit, Otto, Dr., 1907. München, Arcisstr. 9.

Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer, 1905. Hamburg, Erlenkamp 8 III.

Schlenzig, J., Diplom-Bergingenieur, Bergwerksdirekt., 1898. Klingental in Sachsen.

Schlippe, O., Dr., 1886. Gohlis bei Leipzig, Menckestr. 18.

Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmeißer, Karl, Königl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Taschenstr.

Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.

* Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Geologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstraße 56.

Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6.

Schmidt, Martin, Dr., Kgl. Landesgeologe, Privatdozent, 1896. Stuttgart, Legionskaserne, Büchsenstr. 56 II.

Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Schnarrenberger, Karl, Dr., Großherzogl. badischer Landesgeologe, 1904. Karlsruhe i. B.

Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schöppe, Willi, Dipl.-Bergingenieur, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.

Schrammen, A., Zahnarzt, 1900. Hildesheim, Zingel 35.

Schröder, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schrödter, E., Dr.-Ing., 1906. Düsseldorf, Jacobistr. 3/5.

Schubart, Hauptmann und Kompagniechef Infant.-Reg. 71, Erfurt, Richard-Breslaustr. 2.

Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Friedenau bei Berlin, Niedstr. 37.

Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Köln, Sudermannplatz 4 I.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.

Schwarz, Hugo, cand. geol., 1907. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Schwarzenauer, Generaldirektor, 1908. Helmstedt.

Schwertschlager, Professor, Dr., 1908. Eichstädt (Mittelfranken).

Scipio, W., Regierungsassessor, 1906. Mannheim, N 5.

Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.

von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els., Blessigstraße.

Seiffert, Dr., Bergassessor, 1906. Halle a. S., Königstr. 9.

Seligmann jun., G., Bankier, 1873. Koblenz, Schloßrondel 18.

Semper, Max, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 28.

Sichtermann, Dr., Bergassessor, 1907. Halle a. S., Oberbergamt.

* Sieber, Hans, cand. geol., 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.

* Siegert, Th., Dr., Professor, Bergrat, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.

Siegert, Leo, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

von Smolenski, Georg, Dr., 1908. Krakau, Ul. Siemiradskiego 3.

Soenderop, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Halle a. S., Lafontainestr. 27.

* Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, Wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Märkischen Museum, 1900. Berlin N 39, Reinickendorferstr. 4.

Sommerfeldt, E., Dr., Professor, 1905. Tübingen, Geol. Institut.

Sommermeier, Leopold, cand. geol., 1908. Bonn, Geol. Institut der Universität.

Sorg, Bergreferendar, 1905. Bonn, Hohenzollernstr. 2.

Spandel, E., Verleger des General-Anzeigers, 1896. Nürnberg.

Speyer, Carl, cand. geol., 1907. München. (Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51), Schönfeldtstr. 30, Gartenh. I l.

Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.

Spitz, Wilhelm, Dr., Assistent am Stratigr.-Paläont. Institut, 1907. Heidelberg, Hauptstr. 52 III.

Stahl, A. F., Minen-Ingenieur, 1899. St. Petersburg, Leontjewskaja 2.

Stappenbeck, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.

Steenstrup, K. J. V., Dr., 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15 I.

Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.

Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.

Sterzel, J. T., Dr., Professor, 1877. Chemnitz, Kastanienstraße 16.

Steuer, Alex., Dr., Privatdozent, Bergrat, Großherzogl. hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Liebigstr. 37.

* Stille, Hans, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1898. Hannover, Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.

Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Institut des sciences, rue de la roseraie.

Stoller, J., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.

Strasser, Rud., Professor, 1908. Heidelberg, Werderstraße 32.

Strelin, Hugo, cand. ing., 1907. München, Karlsplatz 20 II.

* Stremme, Hermann, Dr., Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie.

Struck, Rud., Dr. med., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.

Stutzer, O., Dr., Privatdozent, 1904. Freiberg i. S.

Stürtz, B., Mineralienhändler, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

* Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien II, Afrikanergasse 9.

Tannhäuser, Felix, Dr., Privatdozent, 1903. Charlottenburg, Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule.

Tarnowitz, Oberschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1905.

Teßmar, Werner, Bergreferendar, 1908. Trier, Friedrich-Wilhelmstr. 24.

Thieme, Dr., Professor, 1906. Posen, Naumannstr. 2.

Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., 1895. Kopenhagen, F. Stationsvej 11.

Thost, Rob., Dr., 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstraße 27.

Thürach, H., Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe, 1885. Karlsruhe (Baden), Schirmerstr. 5.

Tießen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau bei Berlin, Friedrich-Wilhelmplatz 6.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tietze, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tilmann, Norbert, Dr., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.

Tornau, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Lange Reihe 4, Geol.-Paläont. Institut der Universität.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien IV, k. k. Techn. Hochschule.

Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 62, Burggrafenstr. 13.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundsgasse 13.

Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-Petrograph. Institut.

Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.

* Uhlig, Victor, Dr., Professor, Hofrat, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.

* Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, Königl. Oberbergamt.

Vacek, Michael, Dr., Vizedirektor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Verloop, J. H., 1907. Basel, Geolog. Institut, Münsterplatz 6.

* Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.

Viedenz, Oberbergrat a. D., 1875. Münster i. W., Dorotheenstr. 9.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstr. 3.

Vogel, Heinr., Assistent am Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Aachen.

Vogel, Fr., Dr., 1884. Friedenau, Rembrandtstr. 12.

Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.

Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedterstraße 35.

* Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, Kaiserl. Geologe, 1901. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.

Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Breslau XVI, Parkstraße 32.

* Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Ober-Herischdorf bei Warmbrunn.

Wachholder, Markscheider, 1906. Düsseldorf.

Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

* Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, cand. geol., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.

Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1864.

Waldschmidt, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.

Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstr.

Walther, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Jena, Mineralog. Institut, Schillerstraße.

Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Scheidegg (Bayern).

* Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.

* Weber, Maximilian, Dr., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.

Wedding, Bergreferendar, 1907. Berlin W, Genthinerstraße 13, Villa C.

Wedekind, Rudolf, Dr., 1907. Wolffenbüttel, Markstr. 5.

Wegner, Richard, 1908. Breslau XIII, Geol. Institut, Kaiser-Wilhelmstr. 103.

Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.

* Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß, Schießrain 7.

Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Flüggenstraße 11.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.

Weiß, Arthur, Dr., Lehrer am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 4.

Weißermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Kgl. Bezirksgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Heerstr. 134 A.

Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.

* Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Königsberg, Ostpreußen.

Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Hohenzollernring 4.

Werner, Wilh., Dr., Oberlehrer, 1908. Rixdorf, Kaiser-Friedrichstr. 64 II.

Werth, Emil, Dr., Assistent am Biolog. Institut, 1908. Berlin.

van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.

* Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

Widenmeyer, Oscar, Direktor, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, p. Adr. Prima Societate Romana de Foraj.

Wiegers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45 C.

Wilckens, Otto, Dr., Professor, Privatdozent, 1901. Bonn, Königstr. 97.

Wilmer, Franz, Dr., Bergingenieur, 1907. Heinrichsberg, Bezirk Magdeburg.

* Windhausen, Anselm, Dr., 1903. Hannover, Provinzial-Museum.

Wischniakow, N., Dr., 1876. Moskau, Gagarinsky Pereoulok 512.

Wittich, E., Dr., Assistent am Großherzogl. Museum, 1898. Darmstadt, Marienplatz 11.

Woijcik, Kasimir, Dr., Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Annagasse 6.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohestraße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig, Technische Hochschule, Mineral. Institut.

Wolff, F. M., Dr., Bergassessor a. D., 1908. Berlin NW, In den Zelten 11.

Wolff, Wilhelm, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wülfing, Ernst, Dr., Professor, 1887. Heidelberg, Universität, Mineral. Institut.

Württenberger, Geh. Bergrat, 1876. Kassel, Jordanstr. 2.

Wüst, Ewald, Dr., Privatdozent, 1901. Halle a. S., Am Kirchtor 3.

Wunstorf, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.

Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O, Küstriner Platz 9 II.

von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr. phil., Oberleutnant a. D., 1905. Halensee bei Berlin, Johann Sigismundstr. 15 II.

Zech, L., Professor, 1883. Halberstadt, Wernigeroderstr. 23.

Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.

Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Berlin W, Elßholzstr. 15 pt.

Ziervogel, Herm., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Wilhelmshöhe bei Kassel.

* Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1865. Leipzig, Thalstr. 33.

Zschau, E., Dr., Professor, 1853. Plauen-Dresden, Klingenburgerstr. 5 I.

Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Ul. Mochnakiego 36.

Fig. 1.

Erklärung.

Fig. 1. Bahneinschnitt südlich der Station Pegnitz, östlicher Abhang. (S. 31.)

Fig. 2. Steinbruch von Karl Hösch bei Pegnitz. (S. 37.)

Fig. 2.

Erklärung zu Tafel II.

Baugrube des Eiskellers des Brauereibesitzers Knopf in Pegnitz.

Fig. 1. Westliche Seite der Grube.

Fig. 2. Östliche Seite.

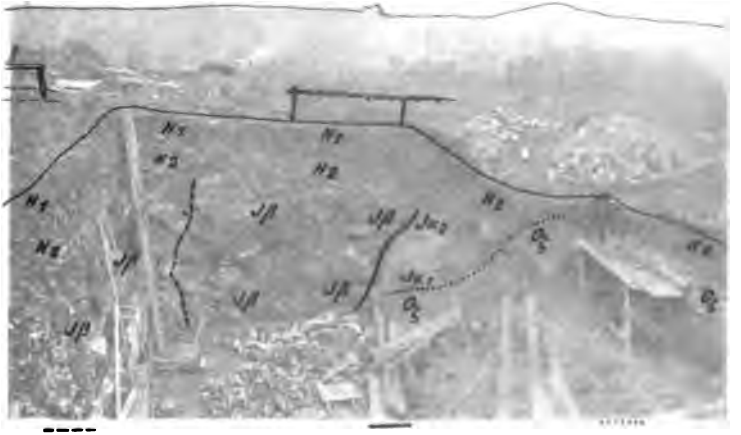
$J\beta$	Bimammatusschichten.	
$J\alpha_2$	Mergelkalke	der Transversariusschichten.
$J\alpha_1$	Grünoolithlage	
$O\zeta$	Ornatenton.	
H_1	Ackerkrume.	
H_2	Lehmige, mit Kalktrümmern durchsetzte Übergangsschicht.	

Vergl. S. 32—37 im Text.

Grenze zwischen Dogger und Malm. — Verwerfung.

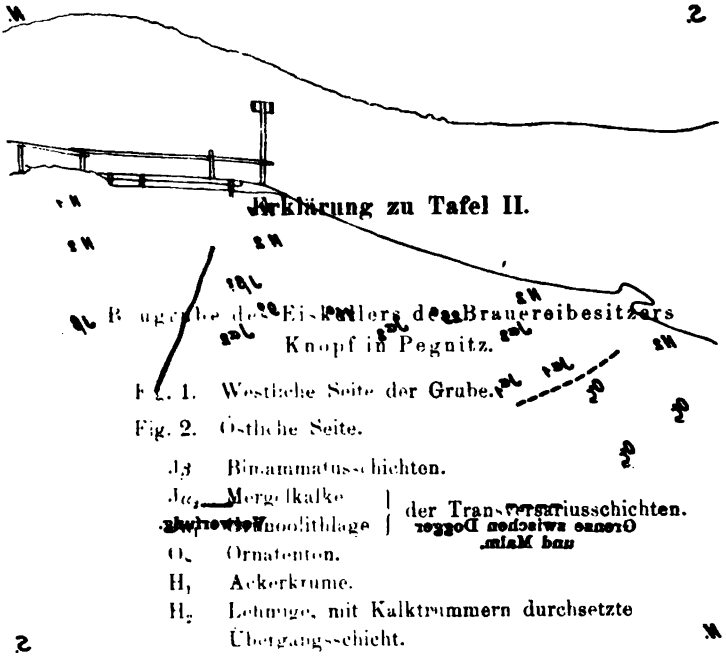
Fig. 1.

N. S.



Spalte. — Verwerfung. — Grenze zwischen Dogger und Malm.

Fig. 2.



Erklärung zu Tafel II.

Aufgrabung des Eiskellers des Brauereibesitzers Knopf in Pegnitz.

Fig. 1. Westliche Seite der Grube.

Fig. 2. Östliche Seite.

J_3 Bimammatusschichten.

$J\alpha_1$ Mergelkalke | der Transversariusschichten.

Oolithlage |

O_1 Ornatenton.

H_1 Ackerkrume.

H_2 Lehmige, mit Kalktrümmern durchsetzte Übergangsschicht.

Vergl. S. 32—37 im Text.

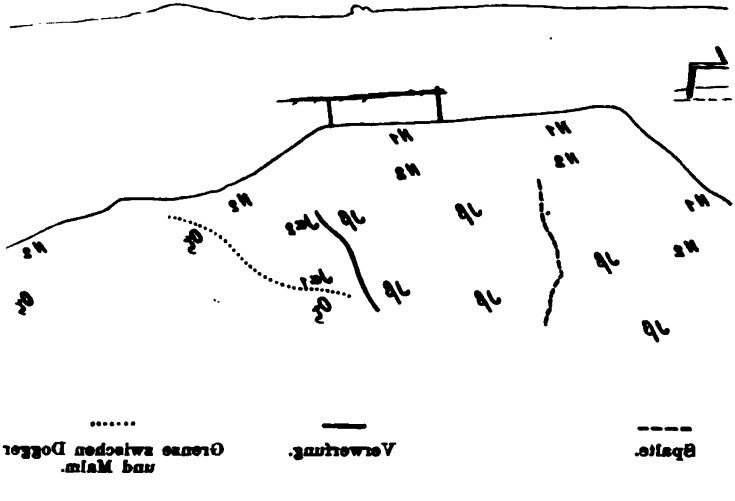


Fig. 1.

Fig. 2.

Labidosaurus hamatus COPE.

Vollkommen montiertes Skelett in der palæontologischen Staatssammlung in München.

Ungefähr $^1/_4$ der nat. Größe.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Ooid mit Lagenstruktur. — Vergr. 6 fach.

Fig. 2. Ooid mit Spindelstruktur. — Vergr. 30 fach.

Fig. 3. Ooid mit Kegelstruktur; Oolith mit Brut und Kalkzement. Dispulsionsstruktur. — Vergr. 6 fach.

Fig. 4. Ooid mit Spindelstruktur und zwei Kernen, umgeben von Kristallspitzen. — Vergr. 30 fach.

Fig. 5. Ooide mit Kegelstruktur, mit tonig-sandigem Zement. — Vergr. 6 fach.

Fig. 6. Kleiner Ooidbeutel und Ooidzwilling. — Vergr. 6 fach.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

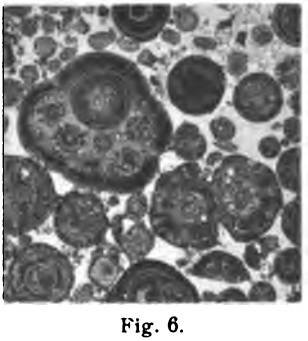


Fig. 6.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Walzenförmiges Ooid mit fremdem Kern; Impression der Ooide ineinander. — Vergr. 6 fach.

Fig. 2. Hemiooid. — Vergr. 6 fach.

Fig. 3. Teil eines Ooidbeutels mit Fortwachsung der Ooide in der Beutelhülle. — Vergr. 3 fach.

Fig. 4. Teil eines Ooidbeutels. — Vergr. 6 fach.

Fig. 5. Senkrechte Ketten von Ooiden in feinstkörnigem Oolith. — Vergr. 6 fach.

Fig. 6. Impressionsstruktur mit horizontalen Auflösungslagen. — Vergr. 6 fach.

Fig. 1.

Fig. 2.

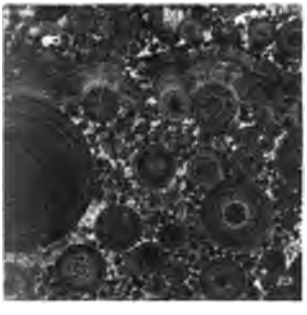


Fig. 3.

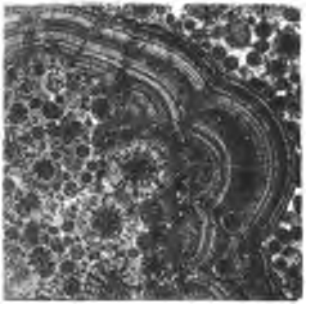


Fig. 4.

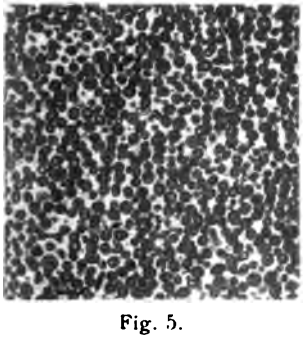


Fig. 5.

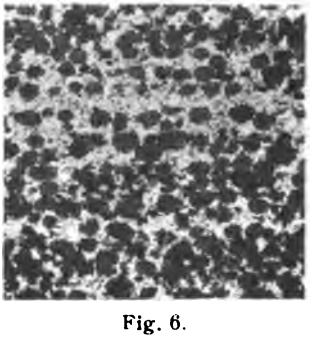


Fig. 6.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. Wurzeln eines Stromatolithes im Oolith; oben an Stromatoid angewachsenes Ooid. — Vergr. 3 fach.

Fig. 2. Zwei Äste von Stromatolith mit Lagenstruktur und mit Interstitium, in dem Ooide liegen. — Vergr. 3 fach.

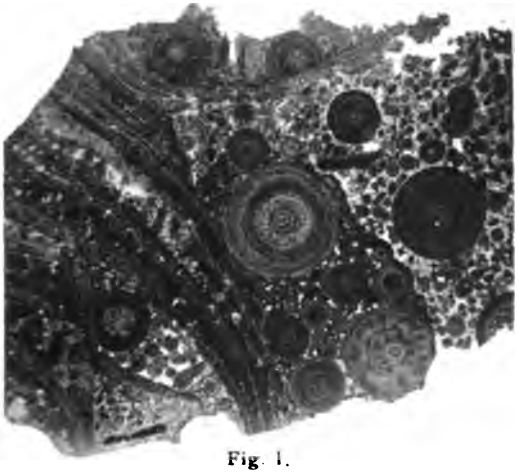


Fig. 1.

Fig. 2.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1. Angewitterter Querschnitt eines Stromatolithes mit röhrigem Aufbau. Von Wienrode am Harz. — Natürliche Größe.

Fig. 2. Grenze zwischen Oolith und kompaktem Stromatolith mit Wurzeln (links); angewachsene, nicht vollständige Ooide: Dispulsionsstruktur im Oolith. Von der Asse. — Natürliche Größe.

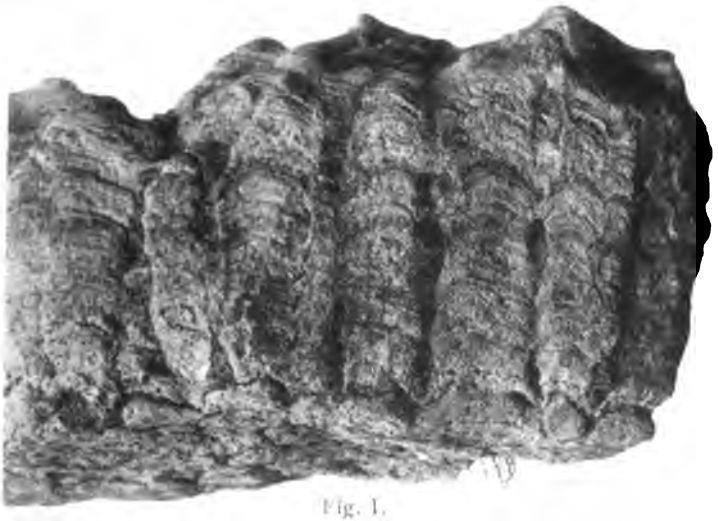


Fig. 1.

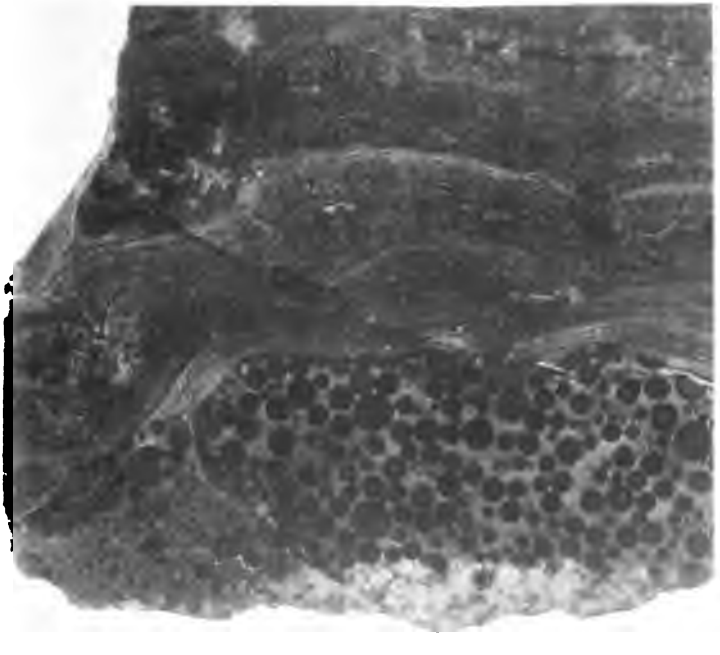


Fig. 2.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Erklärung der Tafel VIII.

Senkrechter Schnitt, angeschliffen, durch Stromatolith mit ästigem Aufbau und Ooiden in den Interstitien. Vom Schlößchenberg bei Sangerhausen. — Natürliche Größe.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. 85.

Erklärung der Tafel IX.

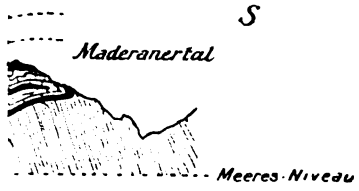
Senkrechter Schnitt, angeschliffen, durch Stromatolith mit wenigen kleinen Interstitien, über einem Buckel von Oolith. Vom Schlößchenberg bei Sangerhausen. — Natürliche Größe.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Durch Auswitterung freigelegte kleinhöckerig-krause Oberfläche eines Stromatolithes mit ästigem Aufbau. Vom Schlößchenberg bei Sangerhausen. Natürliche Größe.

Fig. 1. Oberfläche eines freien Stromatolith-Stockes. Von der Asse. Verkleinerung $3\frac{1}{2}$ fach.

Fig. 2. Seitliche Ansicht eines freien Stromatolith-Stockes, außen mit stark gefalteten Blättern. Von der Asse. — Verkleinerung 5 fach.



rim, 1891
ginzt v P Arbenz, 1905.

Die Dat

Rigi-Win

189

geon, 1901.
anzt v P. Arbenz 1905

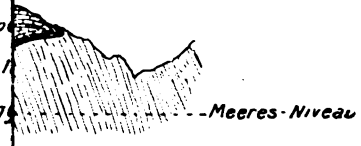
Zusamm

A.

D

Leg

Mola
Heim, März 1905.
Flys
Obe
Sch
Neo
Mal
Dog
Tria
Por
Gne



A Buxtorf.
-1907

Taf. XII.

S

Maderanertal

Meeres-Niveau

im, 1891

anzt v. P Arbenz, 1905.

Die Da

Rigi-Win

189

Meeres-Niveau

ugeon, 1901.

anzt v P. Arbenz 1905

Zusamm

A.

D

Leg

Meeres-Niveau

Mola . Heim. März 1905.

Flys

Obe

Schi

Neo

Mal

Dog

Meeres-Niveau

Tria

A Buxtorf.

Por 5-1907

Gne

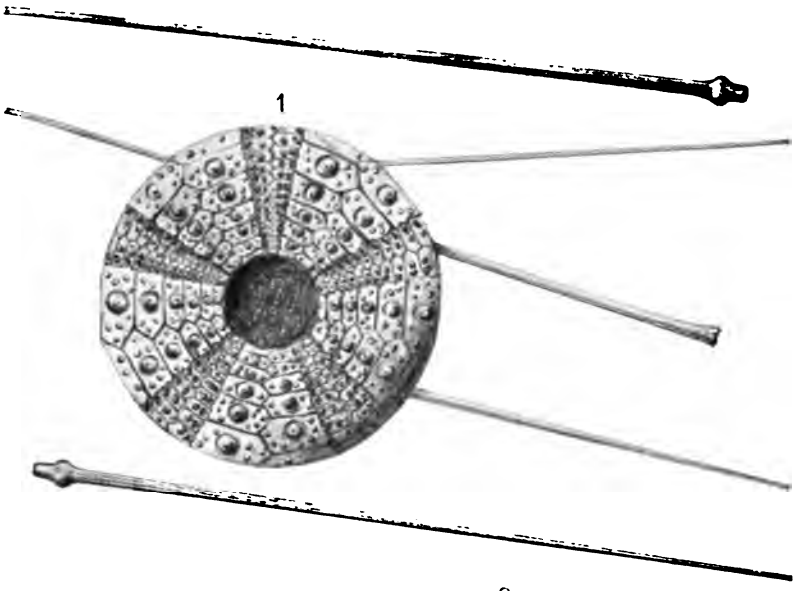
Erklärung der Tafel XV.

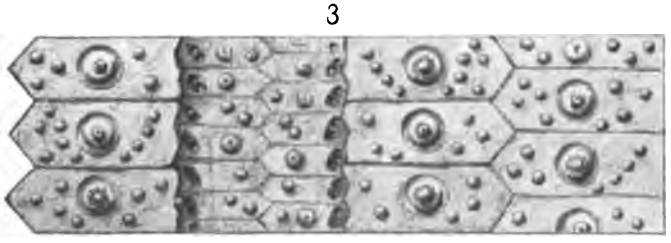
Fig. 1. *Hemipedina olifex* QUENST. sp. Lias α von Ofterdingen. Ansicht von der Apikalseite. (Stuttgarter Sammlung.) Vergrößert.

Fig. 2. *Hemipedina olifex* QUENST. sp. Lias α von Dusslingen. Ansicht von innen. Die Überlagerung der Ambulakralregion durch die Interambulakralplatten zeigend und zwar in der Weise, daß, von innen gesehen, die Ambulakralplatten auf der Interambulakra liegen. (Tübinger Sammlung.) Vergrößert.

Fig. 3. *Hemipedina olifex* QUENST. sp. Lias α von Dusslingen. Äquatoriale Partie von außen. Die Überlagerung sichtbar. (Stuttgarter Sammlung.) Vergrößert.

Fig 4. Skizze der natürlichen Größe der *Hemipedina olifex* QUENST. sp.



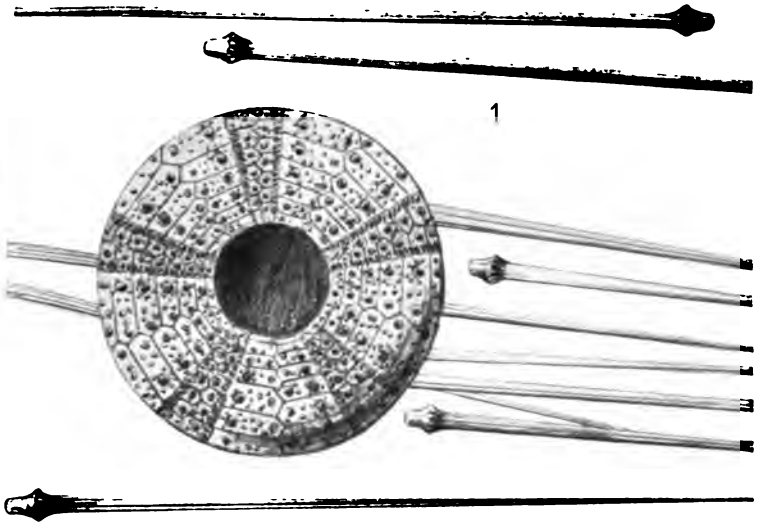


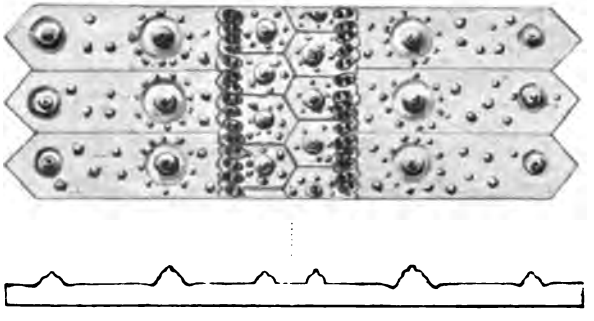
M. Fromm del. Tornquist. Lias-Diadematoiden.

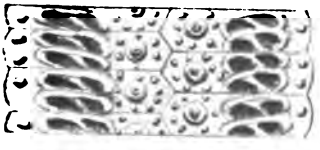
Erklärung der Tafel XVI.

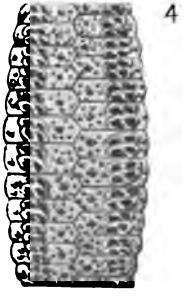
Fig. 1—2. *Diademopsis Heeri* MERIAN. Lias α von Schambele. (Stuttgarter Sammlung.) 3 mal nat. Gr.

Fig. 3—4. *Engelia amalthei* QUENST. sp. Lias δ von Eislingen. Ambulakralregion. Die Überdeckung durch die Interambulakralia ist an der nach der Tafelmitte zu gerückten Stellung der Ambulakralporen bemerkbar. (Stuttgarter Sammlung.) 2 mal nat. Gr.


1


2


3


4

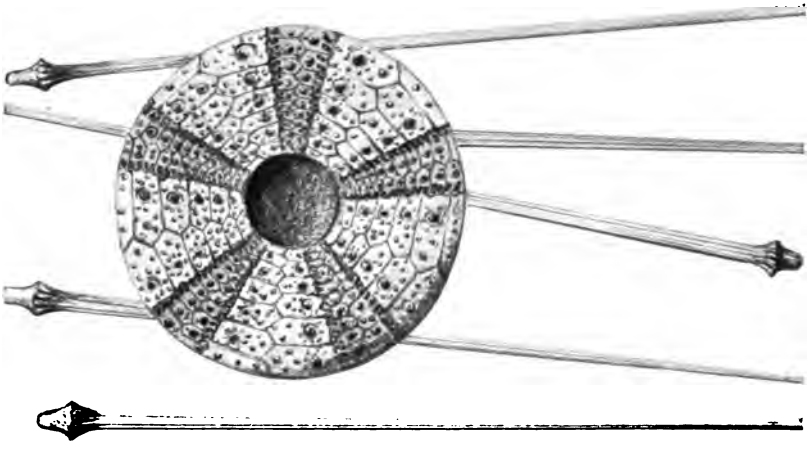
Erklärung der Tafel XVII.

Fig. 1—2. *Diademopsis Heberti* (Ag.) Cott.
Lias α von Schambele. Fig. 1 3 mal nat. Gr.

Fig. 3—4. *Diademopsis helvetica* nov. sp.
Lias α von Schambele. 6 mal nat. Gr.

(Originale in der Stuttgarter Sammlung.)

1



2

4

3

M. Fromm del. Tornquist. Lias-Diadematoiden.

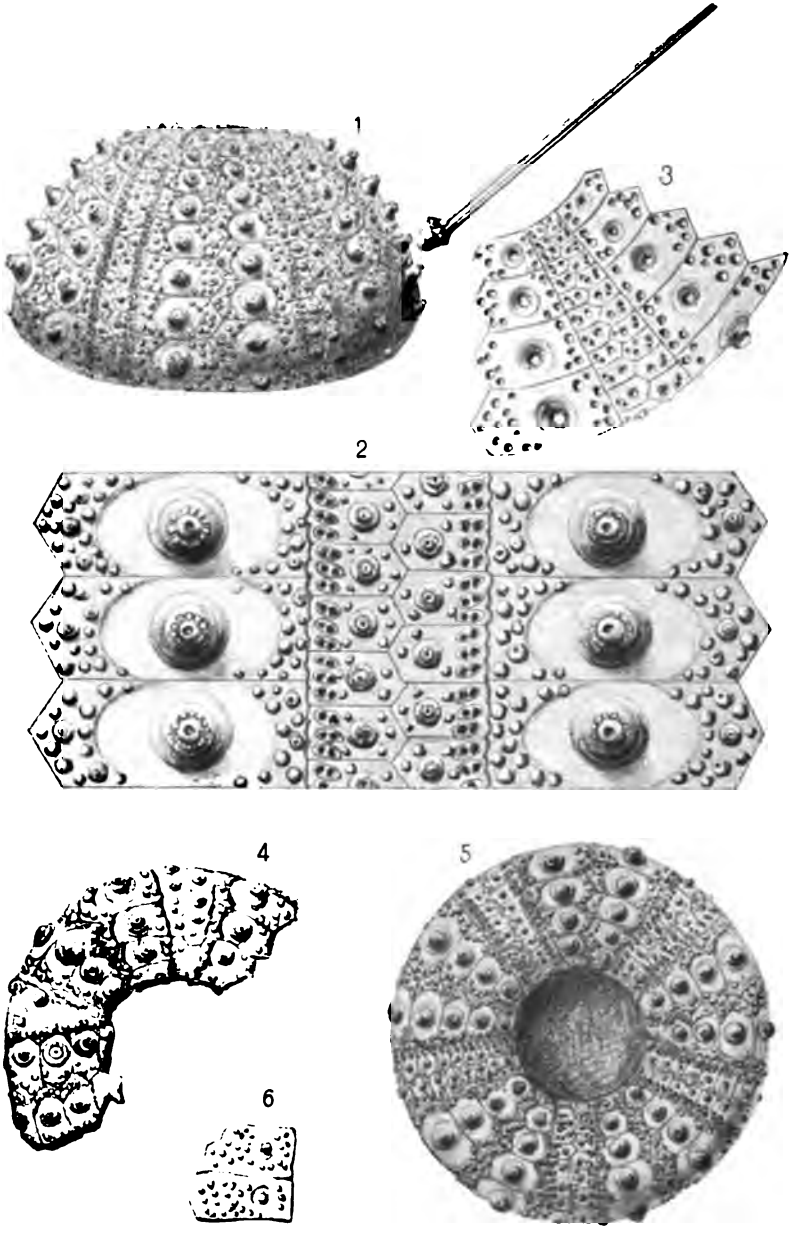
Erklärung der Tafel XVIII.

Fig. 1—2. *Pseudodiadema octoceps* QUENST. sp. Lias δ von Eislingen. (Sammlung Pfarrer ENGEL.) 2 mal nat. Gr.

Fig. 3. *Hemipedina parvula* n. sp. Lias α von Naihingen. (Stuttgarter Sammlung.) 20 mal nat. Gr.

Fig. 4—5. *Acrosalenia minuta* BUCKM. Lias β von Göppingen. (Tübinger Sammlung.) 12 mal nat. Gr.

Fig. 6. *Palaeopedina?* Lias δ von Dürnau. (Tübinger Sammlung.) 4 mal nat. Gr.

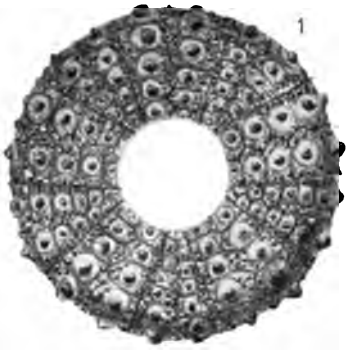


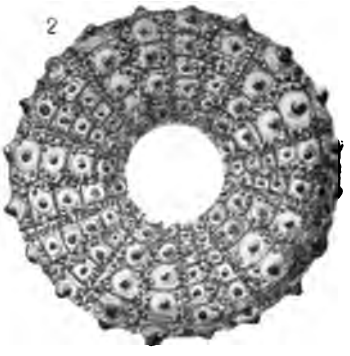
M. Fromm del. Tornquist. Lias-Diadematoiden.

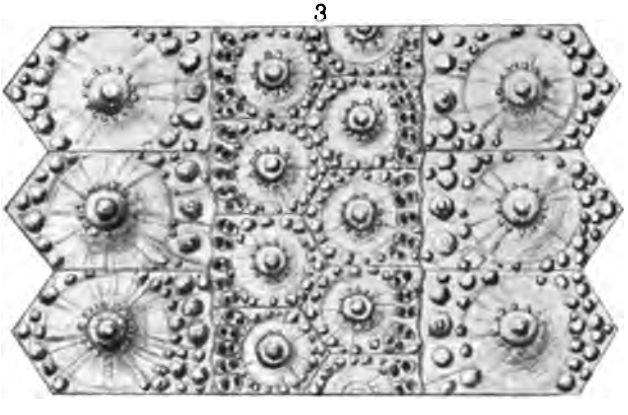
Erklärung der Tafel XIX.

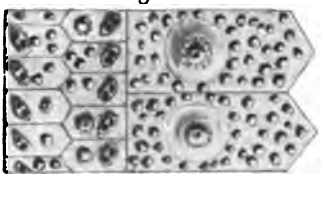
Fig. 1—3. *Pseudodiadema gauthieri* Cott. Lias ε oder ζ von Möhringen. (Königsberger Sammlung.) Fig. 1 Apikalseite, Fig. 2 Peristomseite. Beide 3 mal nat. Gr. Fig. 3 stärker vergrößerte äquatoriale Region.

Fig. 4—5. *Palaeopedina sondelfingensis* n. sp.. Lias δ von Sondelfingen. Ansicht von der Peristomseite. (Tübinger Sammlung.) 12 mal nat. Gr.









M. Fromm del. Tornquist. Lias-Diadematoiden.

THIS BOOK IS DUE ON THE LAST DATE
STAMPED BELOW

RENEWED BOOKS ARE SUBJECT TO IMMEDIATE
RECALL

ANNEX RETRIEVALS

LIBRARY, UNIVERSITY OF CALIFORNIA, DAVIS

Book Slip—70m-9,'65(F7151s4)458

№ 421887

Deutsche geologische Gesellschaft. Zeitschrift.

QE1
D4
v.60:1

PHYSICAL SCIENCES LIBRARY

PSL Annex

LIBRARY

	Call Number:
421887 Deutsche geologische Gesellschaft. Zeitschrift.	QE1 D4 v.60:1

Deut